Е-И

Содержание:

Елишева О.В.
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЛОВУШЕК РАЗЛИЧНОГО ТИПА В ВЕРХНЕЮРСКОМ НГК В ПРЕДЕЛАХ ДЕМЬЯНСКОГО, ПОЛОГРУДОВСКОГО И ПРИИРТЫШСКОГО НГР ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ (ЮГ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НГП) 620

Еремеев В.В.
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ А ЧИМОВСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 624

Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.
ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ (ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ) 625

Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В.
КАРБОНАТИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КАРАБАШСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС) 631

Ершова В.Б., Худолей А.К., Прокопьев А.В., Васильев Д.А.
ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ФАЦИИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НИЗОВЬЯ Р. ЛЕНЫ) 634

Жаркинбеков Т.Н.
МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КОГАДЫР VI (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) 638

Жаркинбеков Т.Н.
ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КЕНДЫКТАССКОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) 643

Жимулев Ф.И.
ОСНОВНЫЕ СОБЫТИЙНЫЕ РУБЕЖИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБЗОР И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ 648

Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А.
СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ U/Pb ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА (ПРИБАЙКАЛЬЕ) 653

Жолтаев Г.Ж.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КАЗАХСТАНА 658

Жунусов А.А., Аршамов Я.К.
ГЕОДИНАМИКА И РУДОНОСНОСТЬ КЕНДЫКТАС-ЗАИЛИЙСКОГО РЕГИОНА 664

Жуланова И.Л., Тибилов И.В.
ЧЕРТЫ СИСТЕМНОСТИ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ УСТРОЙСТВЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ 668

Завьялов С.П.
АНАЛИЗ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS И МОДЕЛИ NUVEL 672

Закиров В.В., Зайнуллин Р.И.
ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАНА И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ 676

Зайцев А.В.
МИКРОФАЦИИ БИЛЛИНГЕНСКО-АЗЕРИСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ 681

Зайцев В.А., Панина Л.В., Короновский Н.В.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ 685

Залуцкий А.А., Седьмов Н.А., Кузьмин Р.Н.
ОСОБЕННОСТИ СОЕДИНЕНИЙ ЖЕЛЕЗА В ПОЧВАХ ЗЕМЛИ И ГРУНТАХ МАРСА 691

Зарщиков А.А.., Клочко А.А., Георгиевский Б.В.
РЕАЛИЗАЦИЯ ГЛУБИННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РЕОЛОГИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В УСЛОВИЯХ ТРАНСПРЕССИИ(по сейсмическим данным) 696

Захаров В.С.
РОЛЬ СУХОГО ТРЕНИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 698

Зверев В.П.
ГЛОБАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОДООБМЕН И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ 704

Зверев В.П., Костикова И.А.
МАССООБМЕН ГЕОФЛЮИДОВ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ВОД КАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА 709

Зейлик Б.С., Надиров Н.К.
РЕГИОНАЛЬНАЯ И ГЛОБАЛЬНАЯ УДАРНО-ВЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 712

Зейлик Б.С., Надиров Н.К.
ЮЖНО-ТУРГАЙСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА 718

Зейлик Б.С.
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПРОБЛЕМА КОСМИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ ПЛАНЕТЫ ДЛЯ СОХРАНЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ 723

Зинчук Н.Н.
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОГО ТИПА 728

Зинчук Н.Н.
О ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ 734

Злобин В.Л.
ВЕРОЯТНЫЙ ИСХОДНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАКАРБОНАТЫХ ПОРОД АНАБАРСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА 737

Зорина С.О.
О РОЛИ ЭПЕЙРОГЕНИИ ПРИ НАКОПЛЕНИИ ЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ 740

Зыкин Н.Н.
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОДЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 744

Зыкин Н.Н.
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ВОД СЕВЕРО-КАМЕННОМЫССКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 749

Зыкин Н.Н., Наседкин В.В.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННЫХ КАОЛИНИТОВ ЕВРАЗИИ 752

Ибламинов Р.Г.
МИНЕРАГЕОДИНАМИКА– СОВРЕМЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ 754

Иванов А.А.
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ЭРДЕНЕТСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ, МОНГОЛИЯ 758

Иванов Г.И., Гончаров А.В., Гаврилов А.Е., Горбенко Е.И.
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЫДАНСКОЙ ГУБЫ ПО МАТЕРИАЛАМ КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ 764

Иванова И.К., Шиц Е.Ю.
ИЗУЧЕНИЕ МАКРОКИНЕТИКИ ПРОЦЕССА РАСТВОРЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТИ В ГЕКСАН-БЕНЗОЛЬНОЙ СМЕСИ В ШИРОКОМ ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР 769

Иванова И.К.
УГЛЕВОДОРОДНЫЙ СОСТАВ КОНДЕНСАТОВ ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ И ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ (НГП) 771

Иванов К.С., Рыльков С.А., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Рыбалка А.В.
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 773

Ильченко В.Л.
ВОЛНОВОЙ КОНТРОЛЬ НАД ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ФИЗИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР 776

Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.
СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ АРКТИКО-АЗИАТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА 778

Исаев В. А., Захаров В. С.
ТЕМПЕРАТУРНЫЙ И КИСЛОРОДНЫЙ РЕЖИМ Р. ТОМЬ: НЕЛИНЕЙНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ 783

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЛОВУШЕК РАЗЛИЧНОГО ТИПА В ВЕРХНЕЮРСКОМ НГК В ПРЕДЕЛАХ ДЕМЬЯНСКОГО, ПОЛОГРУДОВСКОГО И ПРИИРТЫШСКОГО НГР ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ (ЮГ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НГП)

Елишева О.В

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия (ElishevaOV@ipgg.nsc.ru)

Введение

На южной периферии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП) перспективы нефтегазоносности связываются с четырьмя стратиграфическими комплексами: меловым (ачимовская толща), верхнеюрским (васюганская свита - горизонт $Ю_1$), среднеюрским (тюменская свита – пласты $Ю_{2-4}$) и НГГЗК (пласт М) [1].

Одним из приоритетных объектов для поиска залежей нефти и газа на территории Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского нефтегазоносных районов (НГР) Каймысовской нефтегазоносной области (НГО) является верхнеюрский нефтегазоносный комплекс (НГК) представленный отложениями келловей-оксфордского возраста (продуктивный горизонт $Ю_1$ васюганской свиты).

На территории Омско-Иртышского региона, в результате выполненных геологоразведочных работ открыто 5 месторождений нефти и на двух площадях получены непромышленные притоки нефти. Доля скважин, в которых получены притоки углеводородного сырья, от общего их количества составляет всего 16% [2]. В нефтегазоносном отношении эта территория изучена недостаточно. За период с 1952 до 2007 гг. пробурено 127 глубоких скважин общим метражом почти 350 тыс.м, выполнено сейсморазведочных работ МОВ – 19700 пог.км и МОГТ – 5600 пог.км. Этими работами открыто более 108 локальных структур, из которых 53 введено в бурение, из глубокого бурения с отрицательными результатами выведено 46 структур [2].

Так как потенциал этих отложений на периферии Западной Сибири еще не исчерпан, подтверждением чему служат открытия мелких месторождений нефти в 2001-2006 гг. в верхнеюрских отложениях на территории Томской (Ондатровое, Головное, Северо-Фестивальное и т.д.) и юге Тюменской (Гусеничное, Центрально-Алымское, Северо-Комаринское и Левобережное) областей, одной из приоритетных задач, стоящей перед Омско-Иртышским регионом является определение наиболее вероятных зон поисков оставшейся нереализованной части нефтегазового потенциала.

В настоящее время фонд благоприятных антиклинальных ловушек в отложениях верхней юры уже практически исчерпан, хотя именно в них сосредоточены главные запасы нефти и газа на юге и юго-востоке Западно-Сибирской НГП. Поэтому в последние десятилетия поисково-разведочные работы на нефть и газ ориентируются на сложно построенные объекты, которые в большинстве относятся к неантиклинальным и комбинированным ловушкам УВ.

По мере увеличения поисковых работ растет понимание значительно большей сложности строения продуктивных резервуаров, построение адекватных моделей которых важно как на этапе поисков и оценки запасов, так и освоения разведанных залежей. В этой связи изучение морфологии и генезиса песчано-алевритовых тел-коллекторов, а также закономерностей их пространственного распространения крайне важно при прогнозировании неантиклинальных ловушек УВ.

Разработка и типизация указанных моделей как основы последующего их прогноза и картирования на новых объектах в процессе поисково-оценочного бурения требует детального расчленения, корреляции и послойного изучения всего

разреза васюганского комплекса. Другими словами, типизация неантиклинальных ловушек в васюганской толще на территории Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского НГР является одной из задач, решение которой позволит более рационально проводить поисковые работы в Омско-Иртышском регионе.

Закономерности формирования ловушек УВ верхнеюрского НГК Омского Прииртышья

В начале 1980-х гг. считалось, что верхневасюганская подсвита, в которой выделяется продуктивный горизонт $Ю_1$ на юге Западно-Сибирского бассейна имеет преимущественно прибрежно-морской генезис, поэтому корреляция отложений проводилось по методике, основанной на послойном сопоставлении разрезов по ГИС, на базе сложившейся, на то время геологической модели васюганской свиты [3].

В отличие от «общепринятых» разрезов, в пределах Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского НГР горизонт $Ю_1$ имеет более сложное строение. Трудности возникают не только из-за фациальной изменчивости отложений и наличия формационных перерывов, но и за счёт слабой охарактеризованности разрезов фаунистическими данными. Сменившиеся взгляды на генезис горизонта $Ю_1$ на юге Западной Сибири [4], а также ограниченность на территории изучения геологических материалов и ГИС привели к необходимости использовать на территории Омского Прииртышья методику в основе которой лежат маркирующие толщи (МТ) [5].

По методике МТ выполнена серия корреляционных построений, которая позволила увидеть, что на территории Омской области в горизонте $Ю_1$ васюганской свиты преобладает регрессивная толща ($Ю_1^{3-4}$), которая имеет линзовидное строение. Иногда в разрезах выделяется от 2 до 3 песчаных тел, которые могут не по условиям формирования, но характеру распространения по площади и по разрезу [5].

Типизация разрезов

Согласно последним Решениям МСК [6] северные и центральные районы Омского Прииртышья захватывают частично Пур-Иртышский и Фроловско-Тамбейский фациальные районы и относятся к области морского седиментогенеза, выделяемого как Обь-Ленская фациальная область. Южные районы входят в область переходного седиментагенеза, включая два фациальных района: Омский и Тебисский. В пределах Демьянского, Пологрудовского и Прииртышского НГР в верхнеюрском НГК выделяется три типа разреза

Первый тип выделяется на северо-востоке Омского Прииртышья и представлен «классическим» строением васюганской свиты имеющей трехчленное строение (надугольную, межугольную и подугольные толщи). Надугольная и подугольная пачки представлены отложениями морского генезиса. Средняя часть разреза – межугольная толща формировалась в континентальных условиях, и содержит небольшие прослои углистых аргиллитов [7].

Второй тип разреза занимает территорию Муромцевско-Седельниковского наклонного прогиба (от Тай-Тымской площади через Нововасильевскую до Калачевской и Муромцевской площадей), а также территорию Пологрудовского мегавала с прилегающим к нему Смоленским мезовалом. Особенностью этого типа разреза является присутствие в разрезе одной либо двух осадочных толщ. За редким исключением в разрезе может встречаться слияние надугольных и подугольных отложений. Для такого типа разреза характерны внутриформационные перерывы. В этих случаях, надугольная толща является маломощной (в среднем до 3-5 м) и ранее выделялась, как базальный пласт $Ю_1^0$ (барабинская пачка) [7].

Третий тип разреза располагается в районе южного обрамления Тюменской и Красноленинской мегамоноклиз. Согласно региональным стратиграфическим схемам это зона развития татарских отложений.

Территориально в зону этого типа вошли такие площади как Саргатская, Большереченская, Западно-Большереченская, Никольская и Татарская площадь. Татарская свита представлена монотонной глинистой толщей серого с зеленоватым оттенком (Никольская, Нижне-Омская, Саргатская площади). Аргиллиты серые, часто переходящие в тонкослоистые алевролиты табачно-зеленого и зеленовато-серого цветов [7].

Основные типы ловушек УВ верхнеюрского НГК

Опираясь на классификации исследователей придерживающихся генетико-морфологической типизации (Габриелянц Г.А., Маслов К.С. и др.) [8], для территории Омского Прииртышья (Демьянский, Пологрудовский и Прииртышский НГР) предложена типизация ловушек УВ неантиклинального типа на примере верхнеюрского НГК, адаптированная к южным территориям Западно-Сибирской НГП.

Все группы ловушек УВ, встречаемых на этой территории в зависимости от генетических условий образования разделились на два вида. Основываясь на фактическом материале и учитывая главные практические задачи, решаемые при помощи данной классификации, к первой группе были отнесены седиментационные ловушки, сформировавшиеся в процессе осадконакопления терригенных осадков, такие как денудационно-аккумулятивные, ловушки выклинивания, базально-литологические и т.д.. Ко второй группе отнесены постседиментационные ловушки, образовавшиеся в результате вторичных процессов, протекавших после формирования осадочных образований. В группе постседиментационных ловушек выделяются ловушки зон разуплотнения, ловушки тектонически экранированные, структурно-денудационные (размывы, перерывы) и т.д.

Разделение ловушек по генетико-морфологическому типу было обусловлено тем обстоятельством, что каждая группа ловушек характеризуется определённым набором поисковых признаков, что в свою очередь, определяет комплекс необходимых поисковых методов. В первом случае, ведущими факторами являются литологический и стратиграфический. Во втором случае, значительную роль оказал структурный (тектонический) фактор.

Группа седиментационных ловушек

Ловушки зон выклинивания. Этот тип ловушек обусловлен литологическим выклиниванием песчано-алевритовых пластов под воздействием фациальных условий осадконакопления и тектонических движений. Залежи в ловушках такого типа встречаются в надугольной ($Ю_1^{1-2}$) и подугольной ($Ю_1^{3-4}$) толщах продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском, Пологрудовском и Прииртышском НГР.

Ловушки фациального замещения. Формирование ловушек такого типа связано с замещением песчано-алевритовых пластов непроницаемыми отложениями в присводовых частях локальных структур. Залежи в ловушках такого типа встречаются и в надугольной ($Ю_1^{1-2}$) и подугольной ($Ю_1^{3-4}$) толщах продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Пологрудовском и Прииртышском НГР.

Аккумулятивные ловушки. Этот вид ловушек включает преимущественно баровые ловушки, ловушки береговых валов и т.д. Они формируются под воздействием аккумулятивно-волновых процессов. Залежи в ловушках такого типа встречаются преимущественно в надугольной толще ($Ю_1^{1-2}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском и Пологрудовском НГР.

Эрозионно-аккумулятивные Обычно это линейно вытянутые песчаные линз, образующиеся в руслах рек и ложах подводных течений. Подобные залежи выделяются под названием шнурковых. К этому типу ловушек относятся дельтовые, авандельтовые, речные и т.д. Залежи в ловушках такого типа встречаются в подугольной толще ($Ю_1^{3-4}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском, и Пологрудовском НГР.

Базально-литологические ловушки. Формирование подобного типа ловушек происходит за счет накопления базальных песчаных пластов при трансгрессии. Залежи в ловушках такого типа встречаются преимущественно в пласте $Ю_1^0$. Ловушки выявлены в Прииртышском НГР.

Группа постседиментационных ловушек

Ловушки зон разуплотнения. Эта группа ловушек формировалась под воздействием вторичных процессов гидротермальной проработки пород. Залежи в ловушках такого типа встречаются в подугольной толще ($Ю_1^{3-4}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском НГР.

Эпигенетически экранированные ловушки. Формирование подобного типа ловушек происходило за счет диффузии пластовых флюидов через породные образования, что привело к вторичному минералообразованию (карбонатизация пород). Залежи в ловушках такого типа встречаются в подугольной толще ($Ю_1^{3-4}$) продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки выявлены в Демьянском и Пологрудовском НГР.

Структурно-денудационные ловушки (размывы, перерывы) или подперерывные ловушки. В их формировании ведущим фактором является размыв отложений с последующим несогласным перекрытием песчаных пластов глинистыми отложениями. Залежи в ловушках такого типа встречаются в пластах $Ю_1^0$ и $Ю_2^0$. Ловушки такого типа выявлены в Демьянском, Пологрудовском и Прииртышском НГР.

Тектонически экранированные ловушки. Образование такого типа ловушки обусловлено наличием в разрезе пород разрывных нарушений (разломов). Залежи в ловушках такого типа встречаются в надугольной ($Ю_1^{1-2}$) и подугольной ($Ю_1^{3-4}$) толщах продуктивного горизонта $Ю_1$. Ловушки такого типа выявлены в Демьянском НГР.

Литература

1. *Конторович А.Э., Буритейн Л.М., Жилина И.В.и др.* Ресурсы углеводородов Омской области // Мат-лы III научно-практической конф-ции: «Природа, природопользование и природообустройство Омского Прииртышья». –Омск. –Курьер. –2001б. –С. 114-115.
2. *Абдрахманова Ф.С., Козак Б.М., Монастырев Б.В., Соколовский А.П.* Перспективы нефтегазоносности юрских и неокомских отложений Омской области в полосе регионального сейсмического профиля 1 Ж // Вестник недро-теля Ханты-Мансийского Атономного Округа. – №16. – 2005. –http://www.oilnews.ru/authors/0079.html
3. *Белозеров В.Б., Даненберг Е.Е., Огарков М.А.* Особенности строения васюганской свиты в связи с поиском залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири: Тр. СНИИГиМС. – Новосибирск. –1980. –вып. 275. –С. 92-100.
4. *Белозеров В.Б., Иванов И.А., Резяпов Г.И.* Верхнеюрские дельты Западной Сибири (на примере Вахского нефтяного месторождения) // Геология и геофизика. –2001. –Т.42. –№11-12. –С. 1888-1896.
5. *Елишева О.В.* Особенности литологического и минерально-петрографического состава пород горизонта $Ю_1$ (верхневасюганская подсвита) на территории Омского Прииртышья в целях детальной корреляции этих отложений// Материалы седьмой международной конференции посвященная 250-летию МГУ «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа». –Москва. –2004. –С. 176-178.
6. *Решения* VI Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири // Новосибирск. –2003. –114 С. –прил. 3 на 31 листе.
7. *Елишева О.В., Москвин В.И., Моисеев С.А.* Характеристика типовых разрезов верхнеюрских отложений на территории Омской области // Материалы II Всероссийской конференции молодых учёных: «Материаловедение, технологии и экология в третьем тысячелетии». –Томск. – ИФПМ СО РАН. –2003. –С. 212-213.
8. *Габриелянц Г.А.* Классификация неструктурных ловушек нефти и газа // Геология нефти и газа. -№4. -1970. –С. 47-51.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЧИМОВСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Еремеев В.В.

Геологический институт РАН, Москва, *(rima@ginras.ru)*

Отложения верхнего берриаса-нижнего валанжина (ачимовская толща) залегают в низах неокомского разреза Западной Сибири и являются наиболее перспективным нефтегазоносным комплексом.

На основании детального литолого-фациального и минерально-петрографического изучения скважин севера Западной Сибири выявлены главнейшие фациальные комплексы определяющие формирование продуктивных горизонтов отложений. Это отложения заливно-лагунного прибрежного мелководья, открытого подвижного мелководья, мелководного морского бассейна и склоновых поднятий.

Выявлена эволюция состава песчаников и глин, обусловленная вовлечением в размыв комплексов гранитоидов западной окраины ачимовского бассейна.

Показано, что интенсивность фоновых постседиментационных преобразований песчано-алевритовых комплексов, имеющих региональное развитие, обусловлена фациальной природой промышленное значение имеют трещинно-поровые коллекторы. Установлено, что в конце берриаса на севере Западной Сибири располагался бассейн унаследовавший конфигурацию баженовского бассейна. В конце берриаса произошло оживление тектонических процессов подъем дна седиментационного бассейна и образование внутрибассейновых подводных возвышенностей, которые размывались, материал перемещался по склонам и бассейн мелел.

В начале раннего валанжина произошла основная регрессия сопровождавшаяся поднятием восточных окраин бассейна. Это привело к оживлению речной деятельности, интенсивному выносу терригенного и растительного материала в бассейн седиментации. Миграция береговой линии сопровождалась формированием крупных дельт, явившихся продолжением рек, берущих свое начало на востоке. Помимо того формировались аккумулятивные формы – бары, косы, пересыпи, между дельтами накапливались песчано-алевритовые отложения, перерабатываемые роющми организмами. Непосредственно к берегу примыкали зоны заливно-лагунного мелководья с обилием гумусового растительного материала.

Реки текли с востока и юго-востока на запад. При этом происходила активизация тектонических областей на востоке, вызывавшая поднятия водосборных площадей и усиление эрозионных процессов, размыв преимущественно песчаных комплексов девона, а также изверженных, метаморфических и осадочных пород удаленных от окраин ачимовского бассейна. Органическое вещество, поступавшее в бассейн седиментации, было растительного происхождения гумусового типа.

В конце раннего валанжина происходило дальнейшее обмеление бассейна особенно в его восточной части. В целом ландшафт в пределах ачимовского седиментационного бассейна имел вид дельтовой равнины, периодически заливаемой морем. Седиментация определялась выносом терригенного и гумусового материала с континента в шельфовую зону, вынос материала происходил с Сибирской платформы с востока на запад и с юга на север. Обилие гумусовой органики, поступившей с континента определило формирование высокопродуктивных горизонтов газовых месторождений.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ (ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ)

Ермаков В.А[а]., **Гонтовая Л.И.**[б]

[а]*Институт физики Земли РАН,*
[б]*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*
(*ermak@ifz.ru, lecya@emsd.iks.ru*)

В.Е.Хаин – самый яркий апологет теории тектоники плит в новой России. Однако будучи подлинным ученым, он не замыкался в рамках теории и внимательно отслеживал все те новации, которые приходили в геотектонику. С этим были связаны его статьи типа «десять, двадцать, тридцать …. лет спустя», в которых он подправлял теорию. В последние годы он написал ряд работ (в соавторстве), в которых обсуждал важную роль ротационных и приливных сил в геотектонике. Напомним, что он допускал возможность океанизации небольших площадей, не превышающих в поперечнике 300км. В этом сказалась его интуитивная приверженность фактам, индуктивному методу исследований, который в последние годы в большой мере вытесняется из теоретической геологии.

Следуя этому методу, мы предлагаем к обсуждению результаты сейсмотомографических исследований континентальной окраины (Камчатки), которые стали важным элементом геофизических исследований глубоких недр, недоступных прямому наблюдению. Полученные результаты позволяют увязать не только данные о строении и структуре коры и мантии с особенностями геологии и петрогенезиса, но и обсудить их связи с сейсмичностью, с характером движений, проверить реальность той или иной модели взаимодействия континентальной и океанической плит. На Камчатке методом сейсмотомографии изучены районы Центрально-Камчатской депрессии (далее ЦКД) и Восточной Камчатки (ВК), включая ее полуострова, и континентальный склон до желоба [1, 9, 10]. Эти районы характеризуются интенсивными современным вулканизмом и движениями на границах плит.

Современные методы структурной сейсмологии позволили заметно повысить разрешение пространственных построений, которые проводились здесь и ранее (Г.И. Аносов, С.Т. Балеста, К.Ф. Утнасин, С.А.Федотов, Л.Б. Славина, П.П. Фирстов и В.А. Широков, A. Gorbatov и др.). Методика расчетов и некоторые результаты изложены [2, 9]. В данной работе представлены горизонтальные и вертикальные сечения объемной скоростной модели, которые демонстрируют структуру скоростных неоднородностей (ΔVp) литосферы под ЦКД и ВК. На плановом изображении (рис.1) дана структура коры и мантии этой территории на глубинах до 140км. Из других материалов показаны несколько профилей: три продольных, вдоль структур ЦКД и ВК, и несколько поперечных, отражающих особенности глубоких структур от районов Камчатского Мыса до широты Мутновского вулкана, с востока площадь ограничена глубоководным желобом (рис. 2). На профили спроецированы лишь те землетрясения (с Ks≥10), которые использовались в расчетах. Ширина полосы данных для каждого вертикального сечения, составляет ±10 км.

Кора и мантия разделяются границей Мохо с Vp=7,5км/с[1]. Мощность коры ≈50км с вариациями от 35 до 70км; максимальные мощности обнаруживаются под новейшими впадинами. Хотя мощность коры немного снижается к берегу океана, в ряде случаев она остается значительной и даже возрастает в связи с непрерывным переходом коры в

[1] В работе [Доклады АН, 2009, т.428 №3, с.392-396] Е.И. Гордеев и др. мощность коры Камчатки оценивают в 32км со скоростями на границе Vs=4,1км/с и Vp=7,09 км/с; последняя цифра расчетная.

аномальную литосферную мантию, например, в створе от Шивелуча к Хавывенской возвышенности и к Командорским островам или в районах Камчатского залива на глубинах моря в 4-6км. Важно отметить «пробои» мантии, т.е. понижение мощности коры, как раз под самыми активными районами вулканизма (КГВ, р-н Кроноцкого и др., - см. рис.1 для 40-60км). Максимальные глубины проявления зон пониженной скорости (**ЗПС**) около 200-220км. Происхождение этих зон может быть различным.

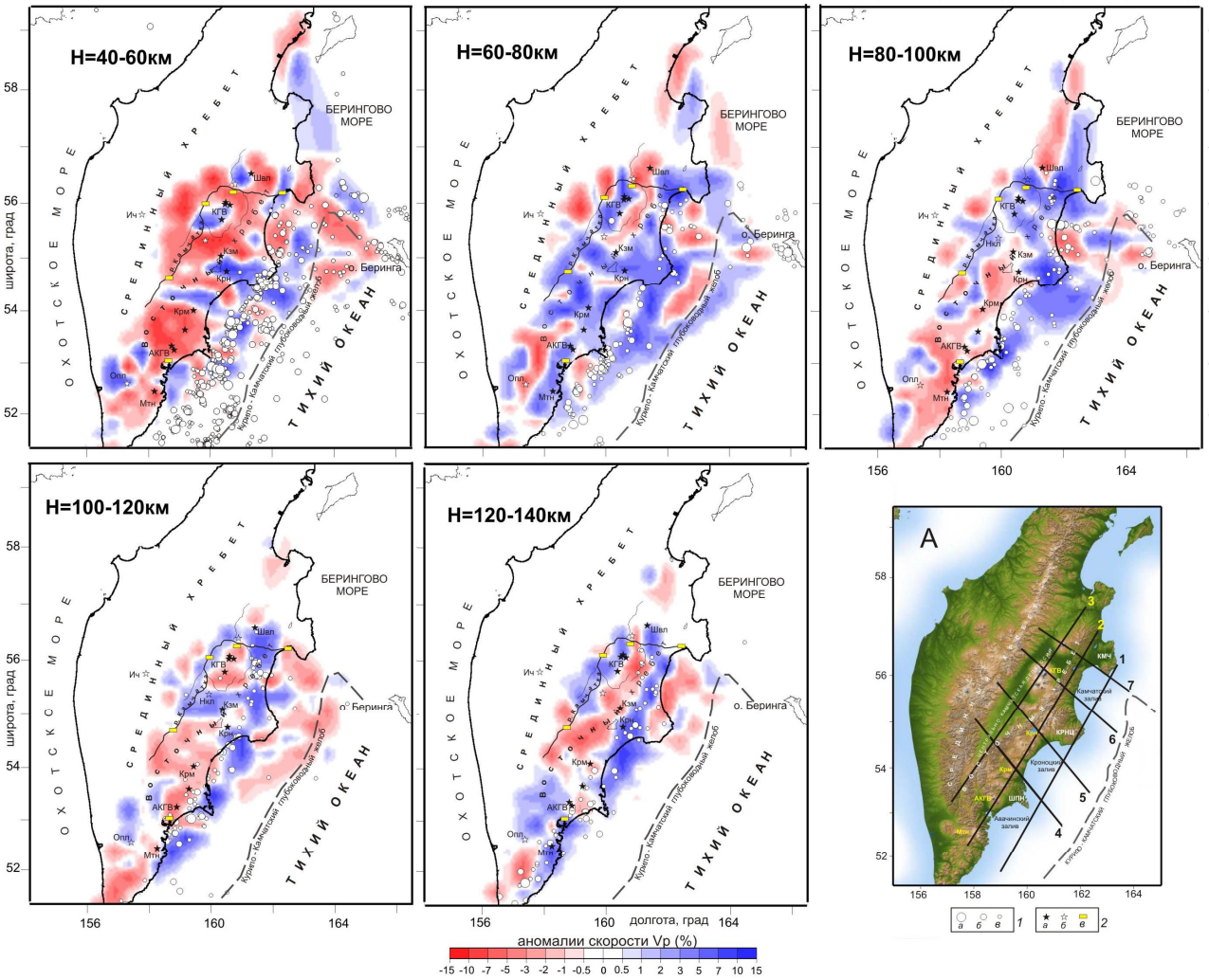


Рис. 1. Горизонтальные сечения трехмерной модели земной коры и верхней мантии (в аномалиях Vp). *1* - региональные землетрясения: K_S >13 (*а*), 11-13 (*б*), 10-11 (*в*); *2* – вулканы действующие (*а*) и потухшие (*б*), населенные пункты (*в*). Вулканы: Мтн- Мутновский, АКГВ – Авача-Корякская группа вулканов, Крм – Карымский, Крн – Кроноцкий, КГВ - -Ключевская группа вулканов, Швл – Шивелуч, Опл – Опала, Ич – Ичинский. Соотношение аномалий с рельефом можно видеть на космоснимке (внизу справа); показаны также линии разрезов на рис.2.

Наблюдаемые впадины (Хапиченская, Козыревская, Жупановская и др.) характеризуются большими мощностями моласс, но слабым или умеренным вулканизмом; в тоже время к их бортам, которые диагностируются не только геологически, но и по большим градиентам силы тяжести (Δ⊠), тяготеют мощные вулканические центры; впадины на определенном этапе их развития превращаются в арену широкого развития кальдер и кислого вулканизма [3, 5]. Впадинам соответствуют **ЗПС**, возможно, связанные с литосферой. Эти их особенности меняются в районах развития некомпенсированных впадин быстрого погружения в Кроноцком и Авачинском заливах; под ними исчезает литосфера и

резко сокращается мощность коры, хотя в смежных, СВ и ЮЗ участках и в более мористых районах континентального склона снова появляется литосфера (см. проф 1, 5 на рис.2). На проф. 1 и 7 в районах Камчатского мыса и залива и стыка двух желобов кора литосфера прослежена практически до Командорских о-вов. На Шипунском п-ве ситуация иная. Столь большие различия структур восточных полуостровов и смежных с ними впадин противоречат представлению о единой Кроноцкой ОД, якобы причленившейся к Камчатке в конце миоцена. Сомнительно так же, что эта дуга подвергалась субдукционной эрозии, так как 2-км толща позднекайнозойских осадков, с участием и миоценовых отложений, во впадинах практически не деформирована [6].

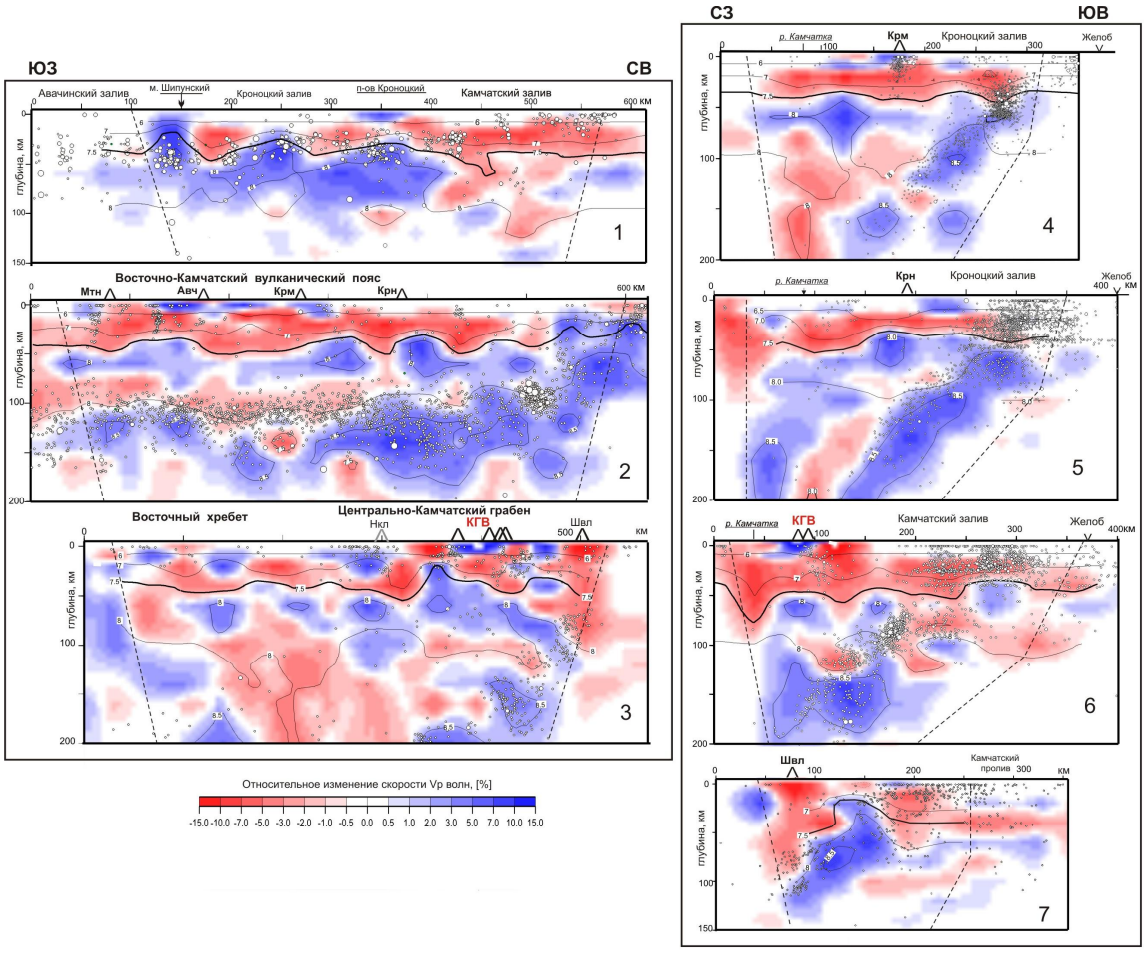


Рис. 2. Вертикальные сечения трехмерной модели (в аномалиях скорости Vp). Положение профилей приведено на рис.1. Землетрясения те же, что и на рис. 1. Пунктиром ограничены области с хорошим пространственным разрешением.

Совместный анализ мощностей коры и **ЗПС** (на рис.1 и 2) показывает, что во всех районах, даже на континентальном склоне, может быть выделена континентальная литосфера (в мантии). Ее максимальные мощности и глубины (до 200км) приходятся на пересечение с Ганальским массивом и ЮЗ частью Валагинского хребта; в других случаях мощность литосферы (совместно с корой) достигает 80км. Выявленная литосфера в отдельных работах выделялась как астеносфера, однако, подобное толкование предполагало связь астеносферы с наиболее активными вулканическими районами, а именно эта особенность наблюдается лишь в единичных случаях. С другой стороны, нельзя отрицать, что континентальная литосфера на глубинах мантии и в присутствии летучих может прогреваться и формировать локальную астеносферу. Однако подлинная астеносфера располагается над сейсмофокальной зоной или зоной субдукции в виде относительно узкой полосы мантии (**ЗПС**). Эта

астеносфера появляется на плановых срезах на глубинах 80-120км под активными вулканами, хотя и на этих уровнях сохраняются остатки литосферы (см. вертикальные разрезы в аномалиях **ЗПС** для волн Vp). Отметим также пятна **ЗПС** в самой СФЗ на глубинах 150-240км, при этом ориентировка **ЗПС** разная, от крутонаклонных до субгоризонтальных, секущих СФЗ почти по нормали. Разделение континентальной литосферы и астеносферы представляет специальную и трудную задачу.

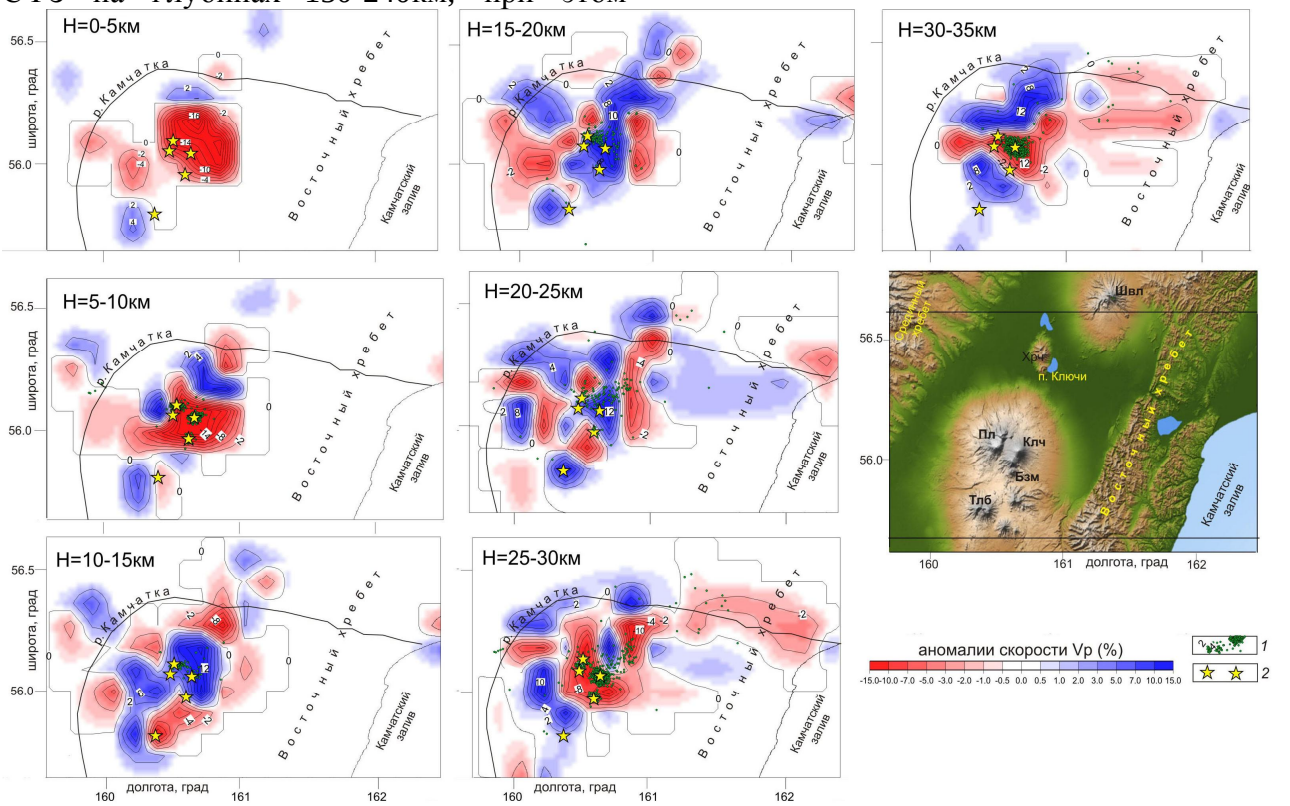


Рис. 3. Горизонтальные сечения трехмерной модели земной коры в районе Ключевской группы вулканов (в аномалиях скорости Vp), построенные по вулканотектоническимземлетрясениям. *1*- землетрясения; *2* – вулканы: Клч – Ключевской, Бзм – Безымянный, Тлб – Толбачик, Пл – Плоские, Хрч – Харчинский, Швл – Шивелуч. Две черные линии на врезке показывают площадь сечений.

СФЗ для Р-волн ярко проявлена как зона повышенной скорости (**ЗПВ)** и как единая структура на глубинах ≥80-100км, и только в отдельных сечениях (через Кроноцкий и Карымский, Мутновский вулканы) она поднимается до подошвы коры (около 50км). Уникальный случай наблюдается на поперечном профиле вулкана Шивелуч, где слэб (точнее, **ЗПВ**) с изгибом в противоположную, по отношению к основному падению СФЗ, сторону, пересекает кору. Этот изгиб можно было бы связать с обдукцией, если бы мы не знали, что вся система надвигов (шарьяжа) хр.Кумроч в этом районе смещалась к востоку, в сторону океана. В S-волнах характеристика СФЗ более сложная: **ЗПВ** менее интенсивны, а **ЗПС** развиты широко как в самой СФЗ, так и вдоль ее верхней границы, особенно ярко на профилях Мутновский и Авчинский (на рисунках не приводятся). Наконец, заметим, что в Р-волнах, участки **ЗПВ** широко развиты и вне СФЗ, в континентальном блоке как в мантии, так и континентальной коре. Если СФЗ на глубинах ≥50км является границей континентальной и океанической мантии, то в коре в качестве **ЗПВ** эта граница прослеживается в исключительных случаях. Рисунок сейсмичности и распределение аномалий скорости показывают вероятность существования детачментов на глубинах 50-60км и ≈90км, по которым происходит смещение блоков коры в сторону желоба. Верхний уровень разделяет СФЗ на две части: собственно СФЗ и сейсмический

козырек коровой сейсмичности, что особенно ярко проявлено на широтах Северной группы вулканов (проф. 2, 5, 6 на рис.2). Второй уровень проявлен лишь в КГВ. На горизонтальном срезе 100-120км (см.рис.1) прекрасно видны два крупнейших широтных линеамента (Щапинский и Толбачинско-Адриановский), которые были выделены по гравиметрическим данным (О.И. Супруненко, Г.П. Декиным) и позднее характеризованы нами в системе трансформных разломов, по которым происходит правостороннее смещение блоков консолидированного фундамента [5].

На глубинах верхней мантии от 40-80 до 100км, при формировании астеносферы по литосфере, эта последняя с течением времени может быть преобразована в **ЗПВ,** те самые, которые мы наблюдаем под активными вулканическими районами. Более детально этот процесс рассмотрен на примере коры в КГВ (см. рис.3). На рисунке в поле Р-волн показаны области вероятного скопления магмы под вулканами КГВ на глубинах от поверхности до 30-40км в сечениях через 5км. Нет простых и линейных связей между глубокими очагами[2] и положением вулканов на поверхности. Видно, что поднимающаяся магма в нижней и средней коре использует систему ортогональных разрывов, а вверху (≤5-10км), в связи с падением литостатического давления, по-видимому, формирует силлы и иные плоские залежи. Очаги магм залегают на следующих интервалах глубин: Ключевской – 0-2,5, 5-7, 25-30-35км; Безымянный – 7-10, 20-25км; Пл.Толбачик – 10-12км; зоны ареального вулканизма – 12-15км. Наиболее интересной проблемой является природа смежных с очагами уплотнений. Отметим, что **ЗПС** и **ЗПВ** в участках залегания магмы в коре встречаются совместно и имеют антиподальный характер, т.е. формируются одновременно; из этого следует, что при продвижении магмы к поверхности происходит ее активное взаимодействие с корой. Возможно, что это – реакции осушения вмещающей среды или проявление процессов ассимиляции и формирования реститов, либо метасоматоз, который протекает с уплотнением фаз. Некоторые петролого-химические и геофизические аспекты подобных преобразований рассмотрены [4, 5, 7, 11].

Согласованная схема всего процесса была предложена ранее [8]. СФЗ, выраженная **ЗПВ** (с признаками высокой добротности), трассирует подлинную границу континентальной и океанской мантии и захороненный палеотальвег желоба (по медианной линии поля з/с). Добротность СФЗ создается землетрясениями, которые выполняют работу по дефлюидизации, уплотнению и преобразованию этой структуры, способствует реализации фазовых переходов. Флюид, поднимаясь вверх, создает условия для магматизма и переработки коры и мантийной литосферы, вероятно действие процессов декомпрессии. Сейсмический козырек (группа существенно коровых з/с), возникает в тыловых структурах континентального клина под влиянием процессов в СФЗ и является ее производной. Он отражает подкоровые конвективные процессы над СФЗ, которые приводят к особенно интенсивным восточным перемещениям континентальной коры. Движения направляются ортогональной системой разрывов фундамента, трансформными сбросо-сдвигами и подстилающими детачментами на разных глубинах коры и мантии. Кроющие шарьяжи перманентно смещают новый желоб к востоку, так что мелкофокусная сейсмичность захватывает весь континентальный склон и может быть проявлена даже в краевых частях океанской плиты. Величина отклонения медианной линии з/с (палеотальвега) от наблюдаемого тальвега желоба указывает на амплитуду смещения. Таким образом, растяжения в области тыловых рифтов (на Камчатке) компенсируются формированием деформаций сжатия и горообразования в Восточно-Камчатском хребте и континентальном склоне. Соотношения Камчатки и Алеутской дуги, спаянных

[2] Очаг, в данном случае - условное название для участков коры, содержащих магму.

континентальной корой, в наибольшей мере подвержены влиянию шарьяжей.

Литература

1. *Гонтовая Л.И., Санина И.А., Сенюков С.Л. и др.* Вулканология и сейсмология. 1995. N4-5. С. 150-159.
2. *Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. и др.* Тихоокеанская геология. Т. 27, №2, 2008, с. 80-91.
3. *Ермаков В.А., Цикунов А.Г., Черных Е.Н.* Вулканология и сейсмология, 1984. №4, с.50-66.
4. *Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И.* Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Москва. 2010, с.98-104.
5. Очерки тектонического развития Камчатки. (Отв. ред. В.В. Белоусов). Москва, Наука, 1987, 248с.
6. *Селиверстов Н.И.* Сейсмоакустические исследования переходных зон. Москва, Наука, 1987. 113с.
7. *Шарапов В.Н.* Геология и геофизика. 2005, т.46, №5, с.459-470
8. ***Ermakov V.A.*** Jorn. of Earthquake Prediction Research. June 30, 1998. Vol.7№ 2, p.247-260.
9. ***Nizkous I., Sanina I., Gontovaya L.*** Geophys. Res. Abstr. Vol. 5. Nice: EGS-AGU Joint Assembly, 2003.
10. ***Nizkous I., Kissling E., Gontovaya L. et al.*** / Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region Geoph. Monograph Ser. 172. Copy. 2007 by the AGU. P. 97–106.
11. ***Sanchez Cela V. Densialite. A*** New Upper Mantle. Earth University of Zaragoza (Spain). 2000. 261p

КАРБОНАТИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ КАРАБАШСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА (ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС)

Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия (erokhin-yu@yandex.ru)

Тело золотоносных рассланцованных карбонатных пород (или магнетит-хлорит-карбонатных метасоматитов, по [5]) расположено в западной гряде в юго-западной части Карабашского гипербазитового массива, примерно в 200-250 м западнее наивысшей точки Золотой горы (611 м). Привязка объекта, по данным GPS-навигатора, составляет: N – 55°27.702´, E – 60°13.958´ (погрешность определения 6 м), высота 572 м.

Детальное геологическое положение тела и минералогическое описание карбонатных пород приведено в статье В.В. Мурзина с коллегами [5], хотя подобные образования упоминались и ранее [1 и др.]. В целом, тело имеет линзообразную форму протяженностью около 15-20 м и мощностью до 2 м. Вокруг карбонатных пород отмечается хлоритолитовая оторочка разной мощности (от 40-50 см до 1,5 м) и они залегают среди тектонизированных антигоритовых серпентинитов. Породы сильно рассланцованы и сложены мелкозернистым агрегатом доломита с второстепенным хлоритом, а также акцессорными магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, монацитом, самородным золотом и другими минералами [5]. Данное тело различными исследователями [1, 5] относится к карбонатитам.

Ранее торианит уже упоминался на данном объекте [5]. Он был установлен в виде мелких включений в монаците и кроме тория (ThO_2 97,68 мас.%) содержал примеси свинца (PbO 1,26 мас.%) и церия (Ce_2O_3 1,51 мас.%). Нам было интересно не только повторить находку столь редкого радиоактивного минерала, но и попытаться определить его возраст с помощью метода химического U-Th-Pb-датирования.

Данный метод определения возраста известен уже давно, но сейчас он испытывает своё возрождение в связи с появлением современных микроанализаторов со встроенными программами расчета возраста. Это позволяет получать датировки с любых акцессорных U-Th минералов, размером не менее 5-10 мкм, то есть не менее толщины электронного пучка. Пока данный метод применяется в основном к широко распространенному монациту и лишь в редких случаях к другим радиоактивным минералам; нам удалось найти только одну публикацию по U-Th-Pb-датированию торианита [9]. Теоретическое обоснование химического датирования с помощью микроанализатора приведено в первых публикациях по данной теме [6, 11 и др.]. Программа расчета возраста (Age Quant) была поставлена в ИГГ УрО РАН в качестве приложения к микроанализатору Cameca SX-100, и обсчет полученных результатов производился на ней.

Торианит наблюдается в виде мелких зерен среди карбонатной (доломитовой) матрицы, размером до 10-15 мкм. Он образует изометричные, реже слабо удлиненные индивиды квадратного или прямоугольного сечения. В отраженных электронах отличается самой светлой окраской по сравнению с другими минералами. Никаких следов зональности или вторичных изменений в торианите не наблюдается. Без анализатора индивиды полупрозрачны и имеют коричневатую окраску. С анализатором зерна анизотропны, что, по всей видимости, говорит о частичном разрушении структуры минерала. Торианит не контактирует с другими акцессорными минералами и не образует в них включений. Полученные составы минерала приведены в таблице и сильно отличаются от опубликованного ранее анализа [5]. Торианит характеризуется высокими содержаниями

урана (UO_2 варьирует от 29,2 до 31 мас.%), кальция (CaO до 2,5 мас.%), свинца (PbO до 2,1 мас.%), церия (Ce_2O_3 до 2 мас.%) и ниодима (Nd_2O_3 до 2 мас.%). Кроме того, наблюдаются небольшие примеси редкоземельных элементов и кремния. В целом, химический состав торианита практически одинаков в разных зернах и может быть отнесён к урансодержащей разновидности.

Таблица. Химический состав (в мас.%) торианита из карбонатных пород

	1	2	3	4	5	6
ThO_2	58,51	58,33	58,67	58,44	59,02	63,71
UO_2	29,90	30,97	29,93	30,64	30,29	26,47
ZrO_2	0,19	0,19	0,18	0,22	0,23	0,13
SiO_2	1,17	0,80	1,08	1,00	0,12	0,29
Ce_2O_3	1,90	1,98	1,98	2,04	1,99	1,53
Y_2O_3	0,28	0,26	0,26	0,26	0,34	0,16
Nd_2O_3	1,53	1,61	1,63	1,73	1,59	1,92
La_2O_3	0,20	0,23	0,19	0,22	0,15	0,16
Pr_2O_3	0,36	0,26	0,36	0,40	0,22	0,26
PbO	2,07	2,13	2,12	2,09	1,98	1,89
FeO	0,70	0,47	0,68	0,65	0,27	0,04
CaO	2,21	2,04	2,25	2,10	2,23	2,49
Сумма	99,02	99,27	99,33	99,77	98,42	99,07
Age	316	318	322	314	299	300

Примечание: анализы сделаны на Cameca SX-100 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.В. Хиллер).

На Урале торианит описывался в щелочном комплексе Ильменских и Вишневых гор, а также в гранитных пегматитах Адуйского массива (ст. Костоусово) [3]. Кроме того, минерал упоминался в золотоносных родингитах Карабашского гипербазитового массива в ассоциации с цирконом, уранинитом и бадделеитом [4]. В России часто наблюдался в щелочных породах и карбонатитах Кольского полуострова [7 и др.]. За рубежом торианит, наряду с щелочными породами, карбонатитами и гранитными пегматитами, описывался в магнезиальных скарнах [10] и шпинель-гранатовых перидотитах [9].

Рассчитанный химический возраст торианита попадает в узкий интервал 299-322 млн. лет при погрешности 15 млн. лет. Химическое датирование торианита по 9 точечным определениям состава минерала дает средне-взвешенное значение возраста 317,1±8,4 млн. лет; изохронный Th*-Pb-возраст составляет 313,2±5,2 млн. лет. Возможно, формирование торианита в карбонатных породах связано с коллизионной стадией развития Сысертско-Ильменогорского блока, во время которой (360-320 млн. лет.) проходили процессы метаморфизма [8 и др.]. Вполне вероятно, что в это время при метаморфизме произошло разложение первичного радиоактивного минерала с образованием торианита или в момент разогрева породы произошла полная «переустановка» U-Th-Pb-системы оксида тория под действием внешних воздействий.

Образование карбонатитоподобных пород Золотой горы связывается нами с попаданием известняков (или мраморов) в зону серпентинитового меланжа. В результате такого процесса изотопия карбонатной породы изменяется и смещается в сторону мантийных меток, т.к. она изменяется (доломитизируется) под действием водной составляющей гипербазитов. Так, мрамора из юго-западного обрамления Карабашского гипербазитового массива уже имеют смещенные изотопные метки ($\delta^{13}C$ 1,7-2,3; $\delta^{18}O$ 18,1-18,5), хотя и содержат в себе органогенные остатки и должны были бы иметь изотопию нормальных осадочных карбонатных пород. При этом состав мраморов существенно кальцитовый и они не испытали сильной деформации. Тело карбонатитоподобных пород уже наоборот сильно рассланцовано, испытало доломитизацию с образованием хлоритовой оторочки, и имеет еще более смещенные изотопные метки ($\delta^{13}C$ -2,3; $\delta^{18}O$ 11,1). Именно данные изотопии не позволяют нам относить это тело к классическим карбонатитам. Присутствие богатой минерализации по золоту и редким металлам связывается нами с наложенными вторичными гидротермальными процессами (карбонатное тело среди серпентинитов является геохимическим барьером).

В результате проведенных исследований, можно утверждать, что при смешении карбонатного материала с

гипербазитами (при условии гидротермальной проработки или при переплавлении) изотопные метки карбонатов сильно смещаются в сторону карбонатитов. Данная модель поведения карбонатного вещества была изучена нами на примере образования карбонатитов Урала [2], которые достаточно резко отличаются от классических карбонатитов древних платформ.

Работа выполнена в рамках Программы №2 ОНЗ РАН и при частичной поддержке РФФИ (проект 09-05-00513а, 11-05-00098а).

Литература

1. *Белогуб Е.В., Удачин В.Н., Кораблев Г.Г.* Карабашский рудный район (Южный Урал). Путеводитель геолого-экологической экскурсии. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 40 с.
2. *Иванов К.С., Вализер П.М., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э.* О генезисе карбонатитов складчатых поясов (на примере Урала) // Доклады АН, 2010. Т. 435. № 2. С. 218-222.
3. *Минералогия Урала.* Оксиды и гидроксиды. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. Ч. 2. 288 с.
4. *Мурзин В.В., Варламов Д.А.* Минералогия Au-REE-содержащих родингитов Карабашского массива гипербазитов на Южном Урале // Минералогия Урала – 2007. Материалы 5 Всероссийского совещания. Миасс: УрО РАН, 2007. С. 73-77.
5. *Мурзин В.В., Варламов Д.А., Попов В.А., Ерохин Ю.В., Рахов Е.В.* Минералого-геохимические особенности золото-редкометально-редкоземельной минерализации хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. № 13. С. 123-145.
6. *Bowles J.F.W.* Age dating of individual grains of uraninite in rocks from electron microprobe analyses // Chemical Geology, 1990. Vol. 83. P. 47-53.
7. *Bulakh A.G., Mazalov A.A.* Accessory thorianite from the massif of alkaline rocks and carbonatites of the Turja Peninsula (Kola Peninsula) // Amer. Miner., 1974. V. 59. P. 378-380.
8. *Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G.* The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reapprisal // Tectonophysics, 1997. V. 276. P. 229-251.
9. *Naemura K., Yokoyama K., Hirajima T., Svojtka M.* Age determination of thorianite in phlogopite-bearing spinel-garnet peridotite in the Gfohl Unit, Moldanubian Zone of the Bohemian Massif // Journal of Mineralogical of Petrological Sciences, 2008. V. 103. P. 285-290.
10. *Moine B., Ramambazafy A., Racotondrazafy M. et al.* The role of fluor-rich fluids in the formation of the thorianite and sapphire deposits from SE Madagascar // Goldschmidt Conference. Toulouse, 1998. P. 999-1000.
11. *Suzuki K., Adachi M.* Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrain, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime // Geochemical Journal, 1991. Vol. 25. P. 357-376.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛОЕНИЯ И ФАЦИИ НИЖНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НИЗОВЬЯ Р. ЛЕНЫ)

Ершова В.Б. [а], **Худолей А.К.** [а], **Прокопьев А.В.** [б], **Васильев Д.А.** [б]

[а] *Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия (vika-ershova@yandex.ru)*

[б] *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия*

Нижнекаменноугольные отложения развиты весьма ограничено на севере Сибирской платформы. Они известны южнее в Кютюнгдинском грабене, Ыгыатинской и Кемпяндяйской впадинах. На севере и западе Верхоянского складчато-надвигового пояса они вскрываются в ядрах Хараулахского, Орулганского и Куранахскогоантиклинориев [1,2,5].

В течение полевого сезона 2009 г. нами были детально изучены два разреза нижнекаменноугольных отложений, выходящих на дневную поверхность в северной части Хараулахского антиклинория (рис. 1), что позволило уточнить уже имевшиеся представления о происхождения этих толщ [2,3,4].

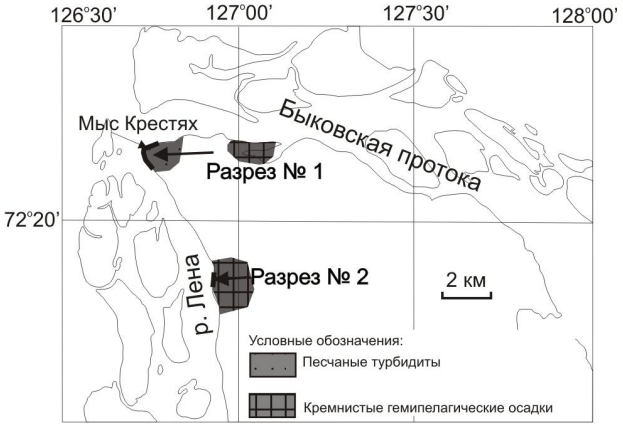


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов

В основании нижнего карбона залегают отложения бастахской свиты (турнейский ярус) мощностью 150 м, представленные преимущественно органогенно-обломочными известняками, на некоторых уровнях песчанистыми. Их накопление, по-видимому, происходило в обширном тепловодном эпиконтинентальном бассейне. Взаимоотношений с вышележащими визейскими отложениями ни в одном из изученных обнажений установить не удалось. Детально изученные разрезы (рис. 2) визейских отложений представлены разнофациальными и весьма контрастными толщами. Ниже приведена их краткая характеристика.

Разрез № 1 (мыс Крестях).

Вдоль береговых обрывов р. Лены и Быковской протоки ее дельты обнажается толща т. наз. Крестяхских конгломератов [2].

Выделяются четыре пачки (снизу вверх):

1) Первая представлена ритмослоями с градационной слоистостью мощностью от 0,8 до 4,5 м, имеющими близкое строение. К подошве каждого ритмослоя приурочены мелкогалечные конгломераты с песчаным матриксом, реже гравелиты, переходящие в верх по разрезу в крупнозернистые песчаники. Верхняя часть ритмослоев сложена мелкозернистыми песчаниками и, реже, алевролитами. В конгломератах преобладают обломки известняков, алевроаргиллитов, реже встречаются обломки базальтов. Песчаники относятся к литическим аренитам. Обломочная компонента песчаников представлена преимущественно известняками и доломитами, образовавшимися, вероятно, за счет разрушения силурийских, девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) карбонатных пород, некогда широко развитых на севере Сибирской платформы. Видимая мощность пачки более 100 м.

2) Вторая пачка состоит из отдельных ритмослоев с градационной слоистостью

мощностью от 0,3 до 1,5 м. К подошве ритмослоев обычно приурочены крупнозернистые песчаники, к кровле постепенно переходящие в мелкозернистые песчаники и алевролиты. В середине пачки находится горизонт с

конседиментационными складками оползания.

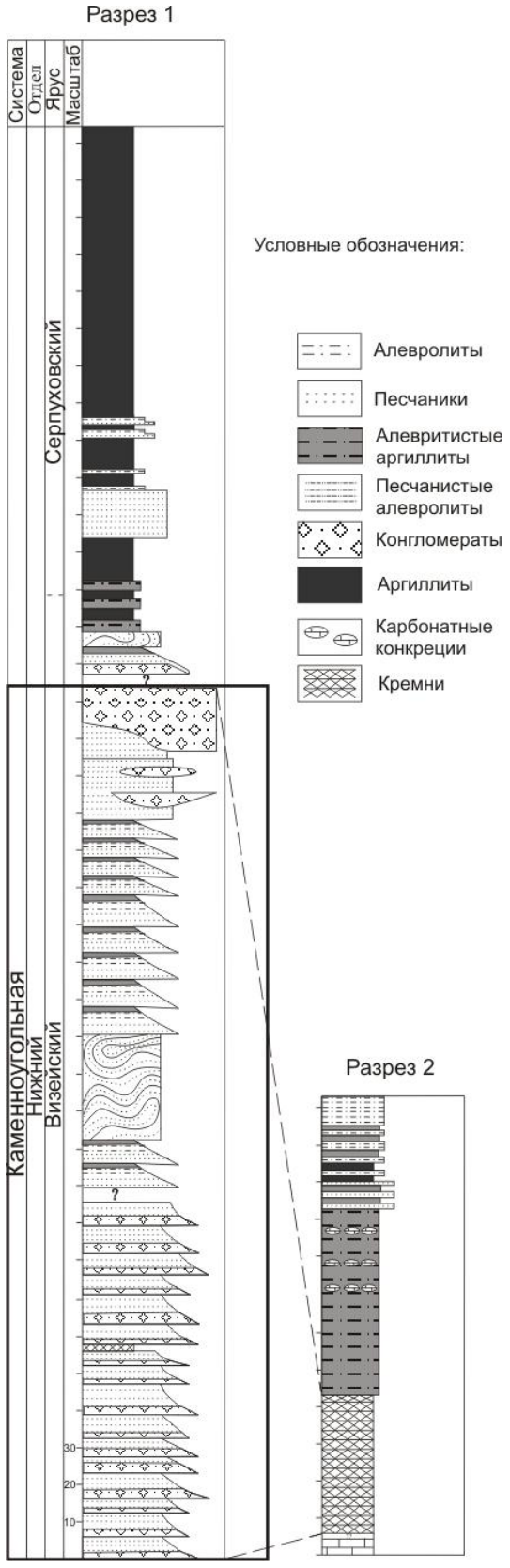


Рис. 2. Литологические колонки изученных разрезов 1- м. Крестях, 2 - Урочище Ханчочун-Кысам

В целом, породы более тонкозернистые, в основании ритмослоев лишь изредка отмечаются скопления обломков гравелитовой размерности.

В пачках 1 и 2 на фоне нормальной градационной слоистости ритмов в целом, в их грубозернистых частях широко развита обратная градационная слоистость, присутствуют блюдцевидные структуры и другие характерные признаки выскоплотных (обломочных, зерновых) осадков гравитационного массопереноса. Мощность пачки 90 м.

3) Третья пачка представлена грубозернистыми и крупнозернистыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов. Песчаники плотносцементированные и относятся к литическим аренитам с преобладанием обломков карбонатных пород. Мощность пачки изменяется от 20 до 30 м.

4) Четвертая пачка сложена крупногалечными и валунными плохосортированными конгломератами с матриксом крупнозернистых песчаников и гравелитов. Гальки и валуны преимущественно среднеокатанные, реже встречаются угловатые. Отдельные гальки и валуны представлены карбонатными породами, алевроаргиллитами, магматическими породами основного состава и кварцитами. Внутри конгломератовой толщи на разных уровнях встречаются многочисленные эрозионные поверхности. Подошва пачки неровная, конгломераты, вероятно, заполняют крупные промоины и каналы, и залегают на разных уровнях нижележащей пачки. Мощность пачки варьирует от 8 до 15 м. Характер контакта со стратиграфически выше расположенными алевролитами и песчаниками сокольской свиты (верхний визе – серпухов) пока неясен; он нарушен сбросо-сдвигом субмеридионального простирания.

Разрез № 2 (Урочище Ханчочун-Кысам).

Визейские отложения представлены маломощной (40 м) последовательностью преимущественно кремнистых пород. В целом, толща построена ритмично;

наблюдается закономерное чередование кремней от темно-серого до черного цвета (мощность отдельных слойков 5-10 см) и черных кремнистых алевроаргиллитов (2-15 см). Мощность ритмослоев варьирует от 8 до 30 см. В верхней части разреза встречен пласт витрокластических туфов (50 см).

Из приведенного выше краткого описания изученных разрезов и площадного распространения различных по составу осадочных формаций (рис. 1) следует, что в визейское время на северо-восточной окраине Сибирской платформы господствовали обстановки преимущественно гемипелагической седиментации с образованием маломощных кремнистых формаций (рис. 3).

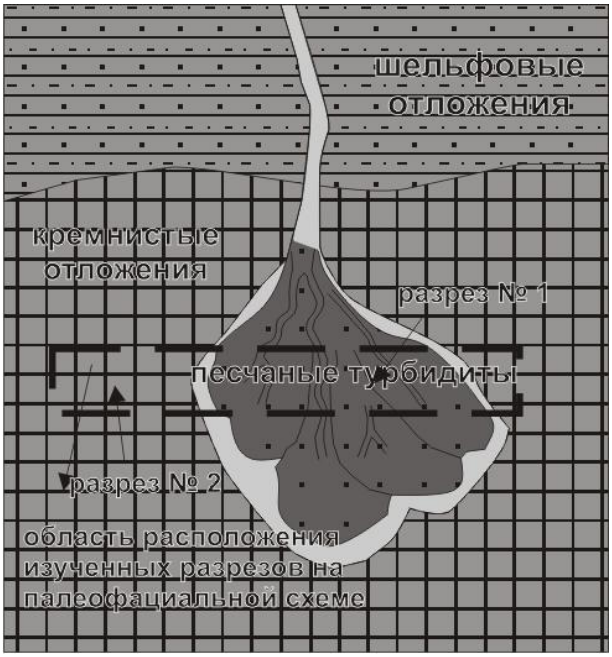


Рис. 3. Палеофациальная схема нижневизейского времени изученной территории

Фоновая преимущественно кремнистая седиментация нарушалась лишь на локальных участках, где осадконакопление контролировалась существованием мощных подводных конусов выносов. В подобной обстановке накопились терригенные отложения мыса Крестях, которые интерпретируются авторами как отложения высокоплотностных потоков, включая турбидиты (рис. 4). Отложения пачек 1 и 3 разреза № 1, вероятно, относятся к фациям лопастей подводного конуса выноса, накапливавшимся около довольно крутого склона. Породы пачки 2, имеющие наиболее тонкозернистый состав из всей изученной в этом разрезе последовательности осадочных пород, интерпретируются авторами как фации заполнения межлопастного пространства вблизи крутого склона и/или осадочных лопастей на удалении от наиболее крутой части склона. Крупногалечные и валунные конгломераты пачки 4, невыдержанные по мощности и имеющие отчетливый эрозионный контакт с нижележащими породами, по-видимому, являются заполнением морского каньона. В разрезе № 2, сложенном преимущественно кремнистыми породами, также обнаружена очень тонкая ритмичность осадочных толщ, представленная переслаиванием кремней и кремнистых алевроаргиллитов. Периодический привнос тонкозернистого обломочного материала был связан с влиянием довольно далеко расположенного конуса выноса или отсутствием контрастного рельефа.



Рис. 4. Седиментационная модель песчаных турбидитов

Образование высокоплотных потоков обычно связано с периодами высокой тектонической активности на прилегающей суше. В песчаниках и алевролитах, обнажающихся вдоль мыса Крестях, превалируют обломки карбонатных пород, что указывает на значительную незрелость осадочных толщ. Преобладание весьма неустойчивых к разрушению обломков свидетельствует о близком расположении источника сноса и незначительной длительности переноса кластики. Речная система, с которой связан подводный конус

выноса, по-видимому, характеризовалась относительно крутым уклоном ложа. А прибрежная зона морского бассейна была узкой и располагалось близко к области сноса. Источником обломочного материала преимущественно выступали локальные поднятия, сложенные силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными карбонатными породами. Судя по ограниченному развитию грубозернистых фаций и их характерному набору, конус выноса имел небольшие размеры, типичные для конусов выноса активных окраин или ранних стадий рифтогенеза [6]. В нашем случае последнее (рифтогенез) представляется более вероятным и свидетельствует о важном эпизоде тектонической эволюции северо-восточной части Сибирской платформы в начале раннего карбона.

Заключение

Дана новая интерпретация обстановок седиментации в визейское время на северо-восточной окраине Сибирской платформы и прилегающей части Верхоянского складчато-надвигового пояса. Образование осадков высокоплотных потоков происходило в подводном конусе выноса. Возникновение контрастного рельефа, включая появление крутого подводного склона, вероятно, было связано с завершающими эпизодами рифтогенеза, наиболее интенсивная фаза которого приходилась на конец девонского периода.

Работа выполнена при финансовой поддержки Геофизической компании ТиДжЭс Нопек, ФЦП «Кадры» и гранта президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК 2044.2010.5

Литература

1. *Ю.П. Ивенсен (ред.).* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья (палеозой и нижний мезозой). Изд-во «Наука», Новосибирск 1976, 133 стр.
2. *М.Д. Булгакова.* Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3б С. 127-134
3. *Булгакова М.Д.* Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полезные ископаемые, 1976, № 5, с. 99-108
4. *Булгакова М.Д.* Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1996, 72 с.
5. *Р.В. Кутыгин.* Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья // Отечественная геология, 2009, № 5., С. 66-74
6. *Shanmugam G., Moiola R.J., McPherson J.G., O'Connell S.* Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans // Sedimentary Geology, 1988, v. 58, N 1, p. 63–77

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КОГАДЫР VI (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Жаркинбеков Т.Н.

Казахский националный технический университет имени К.И. Сатпаева. г. Алматы, Республика Казахстан

Для изучения характера распределения полезных компонентов и примесей в породах и рудах месторождения отобраны представительные выборки, составленные из геохимических проб, навесок из керновых и бороздовых проб. Полезный основной компонент определялся пробирным методом в классе содержаний золота свыше 0,1 г/т и спектро золотометрическим методом при содержании ниже 0,1г/т. [1,4,8]

Серебро и медь определялись соответственно атомноабсорбционным и рентгеноспектральным способом. Остальные пробы проанализированы спектральным полуколичественным анализом на 28 и 42 элемента. Определения мышьяка и сурьмы продублированы рентгеноспектральным способом. Пробы для изучения содержаний и характера распределения химических элементов отбирались в соответствии с требованиями соответствующих инструкций по отбору проб. [1,3,10]

Главными рудообразующими химическими элементами являются золото, серебро, медь, висмут, молибден, свинец, кобальт, вольфрам, хром, наряду с железом, серой и рядом других элементов. Содержания перечисленных элементов характеризуются весьма и крайне неравномерным распределением (коэффициент вариации достигает значений в сотни и даже тысячи процентов). [2,8,9]

Геохимическая специализация отдельных типов руд практически не проявляется. Перечисленная ассоциации химических элементов устойчива в пределах всего месторождения. Отмечено лишь некоторое снижение средних содержаний элементов – примесей (висмута, молибдена, свинца, отчасти - кобальта) и золота на юго-восточном фланге относительно северо-западного.

Медь, золото, висмут, свинец образуют собственные минералы и частично в виде примесей присутствуют в других минералах, главным образом, в сульфидах.

Распределение элементов примесей и золота в породах околорудного метасоматического ореола имеет зональный характер. Вертикальная (осевая) геохимическая зональность проявлена менее отчетливо и слабо контрастна. По единичным сечениям поисковых скважин расчитан ряд зональности (сверху вниз): висмут-золото-серебро-медь-свинец-никель-молибден, вольфрам-ванадий-хром. Приведенный ряд, в целом, соответствует геохимической зональности ореола околорудных метасоматических преобразований пород.

Морфология и параметры рудных тел

Золотое оруденение на месторождении рассматривается на трех рудогенных уровнях: а) минерализованная зона; б) рудоносная зона; в) рудное залежи (тело) (рис.1).

Минерализованная зона представлена сближенными в пространстве участками и отдельными зонами различной степени минерализации. Эта зона, приуроченная к краевой части массива кварцевых диоритов, имеет протяженность 800м, ширину 200м в южной части, в центральной части - 100м, а затем выклинивается к северу.

Рудоносные зоны приурочены к системе разрывных нарушений двух основных направлений: СЗ 310°-320°, угол падения 65°-90° на СВ (разлом I) и 340°–0°, угол падения 80˚-90˚ в обе стороны (разломы II, III); которые субпараллельны восточному контакту интрузивного массива кварцевых диоритов.

Рудоносные зоны выделяются по степени проявления и совмещения в пространстве следующих признаков: а) сульфидная минерализация;

б) околорудные метасоматические изменения;

в) концентрация золота и элементов – спутников в геохимических ореолах.

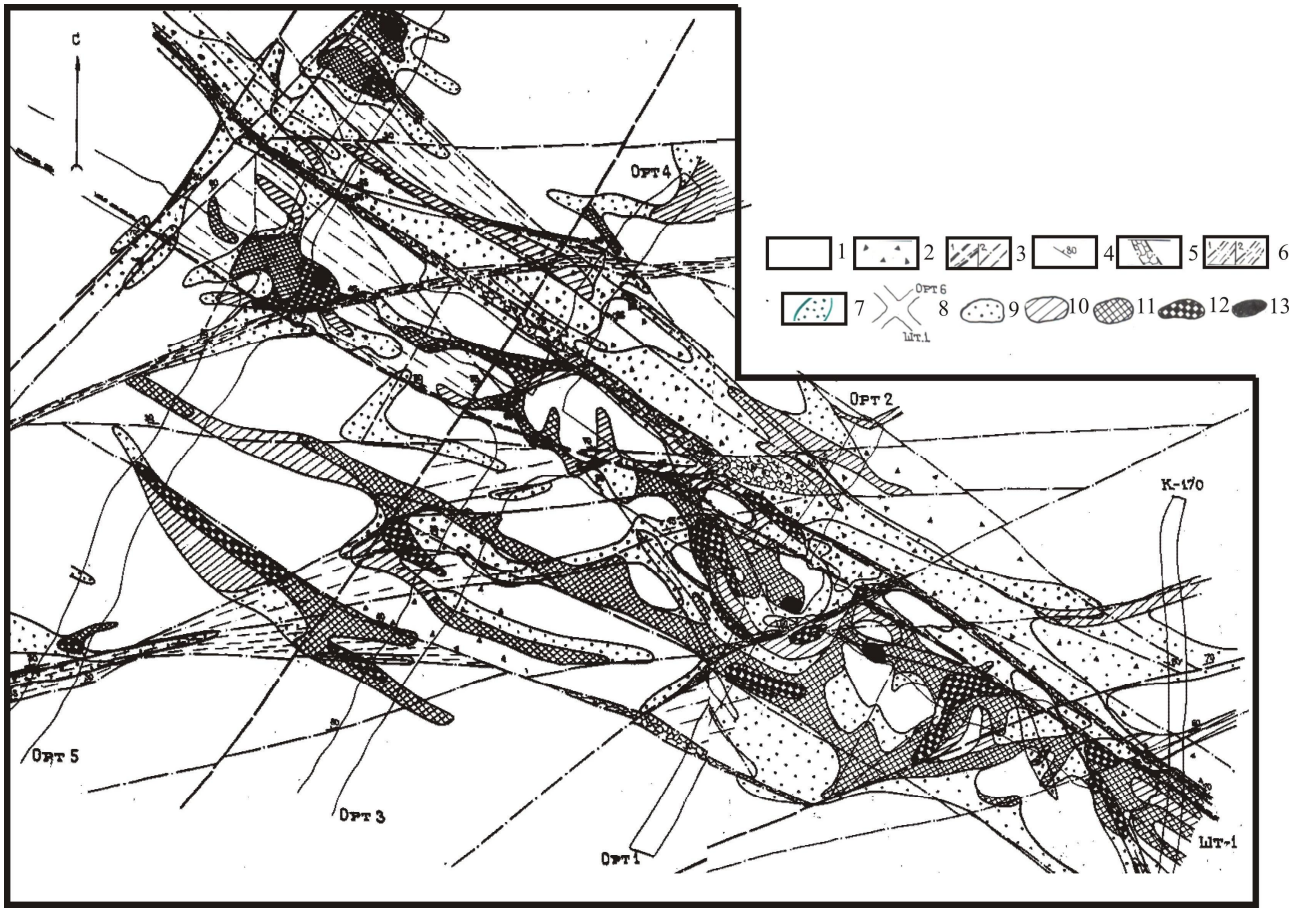


Рис. 1. Схема распределения концентраций золота в рудном теле №2 на горизонте штольни +855м. Масштаб 1:300 (Жаркинбеков Т.Н., 2006)

Условные обозначения к рисунку (1).

1- кварцевые диориты с рассеянной сульфидной минерализацией; 2- катаклазированные кварцевые диориты; 3- Разрывные нарушения: основные (1), субпараллельные тектонические трещины и зоны (2); 4 – элементы залегания; 5- зоны дробления; 6 – зоны тектонических нарушении: линейной трещиноватости (1), рассланцевания (2); 7 - зоны интенсивной березитизации; 8 - горные выработки: штольня, орты; концентрации золота в пределах контура рудного тела 2 (данные бороздового опробования): рядовые руды с содержанием Au: 9 - 0,5 г/т; 10 - 1,0 г/т; 11 - 1,5 г/т; богатые руды: 12 - 3,0 г/т; 13 - 10 г/т

Рудные залежи (тела) локализуются в краевой эндоконтактовой части массива кварцевых диоритов. В настоящее время известны три рудных тела (залежи) – №1, № 2 и № 3. Они ориентированы согласно простиранию восточного контакта Когадырской интрузии и падают к северо-востоку под углом 65^0-70^0. Рудные тела вытянуты в северо-западном – близмеридиональном направлении. Протяженность рудных тел №2, №3 – 250м, рудного тела №1 – 500м, ширина 10-50м. [2,4,9,11]

Морфологические особенности и крутое падение рудоносных зон предопределило большой вертикальный размах золотого оруденения и большую изменчивость морфологии рудных тел в плане, и в разрезе.

Факторы локализации и признаки золотого оруденения приведены в таблице 2.

Среди перечисленных признаков локализации золотого оруденения на месторождении первостепенное значение имеют тектонические и магматические признаки.

Признаком долгоживущих близмеридиональных зон (аз. прост. 340° - 0°) служит приуроченность к ним минеральных ассоциаций наиболее позднего этапа рудообразования, в том числе баритовых жил с проявленной полиметаллической минерализацией.

Таблица 2.

Факторы локализации и признаки золотого оруденения	Краткая характеристика и примечания
1	2
Структурно-тектонические	
1.Рудоконтролирующие зоны	Система сближенных северо-западных – субмеридиональных разрывов, зон дробления, рассланцевания, трещиноватости, параллельных восточному контакту Когадырской интрузии кварцевых диоритов, и сопровождаемых цепочками даек гранодиоритов, диоритов в обрамлении ее.
2.Рудоконцентрирующие зоны	Поперечные и диагональные зоны макротрещиноватости, либо локальные разрывы северо-восточного и северо-западного направлений, которые иногда подчеркиваются единичными дайками диабазов.
3.Рудолокализующие зоны	Локальные разрывн. наруш. различного направления, но чаще субсогласные (оперяющие) с главными швами рудоконтролящих зон, среди которых выделяются неоднократно подновлявш. близмеридион. зоны разломов.
Магматические	
1.Морфология массива кварцевых диоритов	Благоприятная форма юго-вост. краевой части массива кварцевых диоритов в виде ассиметрично вытянутого «языка», совпадающего по направлению с рудоконтролирующейзоной.
2.Дайки позднего магматического комплекса	Развитие единичных даек диабазов в пределах рудоносной зоны, которые подчеркивают подновленные зоны наиболее позднего этапа тектон. подвижек, нередко окаймляющих участки с богатым золотым оруденением в северной части месторождения.
Литологические	
1. Рудовмещающая среда, наличие благоприятных пород	Наблюдается отчетливая приуроченность к интрузивным породам верхнеордовикскогомагматического комплекса: кварцевым диоритам Когадырской интрузии, ее апофизам, в том числе не выходящим на поверхность, и дайкам этого же состава. Золотое оруденение в сланцевом блоке тяготеет к приконтактовой части с кварцевыми диоритами, не распространяясь далеко от Когадырского массива, а также локально проявлено на продолжении даек, апофиз кварцевых диоритов, гранодиоритов, вдоль рудоконтролирующих структур на юго-восточном фланге месторождения.
Околорудные мета-соматические изменения пород	а) Калишпатизация – преимущественно локального, жильного характера, которая, во первых, способствует созданию неоднородного строения рудовмещающего блока, тем самым обеспечивая, в какой-то мере, благопр. условия для рудоотложения на границе сред с различными физико-механич. свойствами; во-вторых, трассирует рудоносные структуры, уходящие в сланцы на юго-восточном фланге месторождения, развиваясь по маломощн. непротяжен. дайкам гранодиоритов, которые явл-ся отражением с поверхности «слепых» интруз. тел. б) Березитизация с пропилитоподобным профилем изменений в периферийных частях. В том числе, для рудоносных зон характерны изменения внешн. зон березитов, рудных тел – изменения на уровне хлоритов., альбитовой зон и в рудных столбах проявлено окварцевание тыловых зон березитов.
Минералогические	Развитие двух минеральных комплексов, составляющих основу прожилково-вкрапленного оруденения: кварц-золото-пиритового и золото-халькопиритового. Рудные минералы главные: пирит, халькопирит, самородное золото, эмплектит; второстепенные: тетрадимит, галенит, висмутин, блеклая руда, гематит, магнетит, ильменит. Основные нерудные минералы: кварц, плагиоклаз, калиевый и калиево-натровый полевые шпаты, серицит-мусковит, хлорит, карбонаты, барит. Минералы зоны гипергенеза: гидроокислы железа (лимонит, гематит), халькозин, борнит, куприт, ковеллин, малахит. *Признаки минерализации рудоносных зон:* развитие минералов гипергенных преобразований рудных зон: гидроокислов железа (лимонит, гематит), медной зелени в тектонических зонах и проявление локальных гнезд, прожилков пирита, халькопирита, а также присутствие минералов жильного выполнения: кварца, карбонатов, в т.ч. железистых (анкерит, сидерит).
Геохимические	Комплексные геохимические ореолы с содержанием элементов в %: $Ag > 1 \cdot 10^{5}$; Co > 0,002; Cu > 0,01; Pb > 0,001; Bi > 0,0001; Zn > 0,003.
Геофизические	Аномалии калия по данным площадной спектрометрии в 3,5-4,0 % подчеркивают в рудовмещающем блоке основные рудоконтролирующие структуры, сопровождаемые ореолами березитов. Аномальные значения калия в сланцевом обрамлении – 2,5-3,0 %. Южная часть месторождения с выходящим на поверхность оруденением фиксируется площадной аномалией ВП со значением $\varphi ВП \geq 1,5$ и неоднородными знакопеременными полями магнитного поля.

К северу от месторождения в сланцах они контролируют положение оруденения флюорит - полиметаллической формации (рудопроявления Умуртай Геофизический, Меридиональный, Центральный). Выступающие в качестве рудоконтролирующих структур северо-восточные – близширотные разрывные нарушения (аз. прост. 70°-85°) трассируются дайками диабазов.

Таким образом, северную и южную части месторождения объединяет общая геолого-структурная позиция, однообразные условия формирования золотого оруденения и его непрерывность. [7,9,10]

В северной части месторождения золотое оруденение продолжается на расстояние до 300 м со склонением на глубину до 200-300 м. Морфология и параметры оруденения достаточно не изучены.

Основные северо-западные рудоносные зоны южной части месторождения протягиваются на север в приконтактовой части массива кварцевых диоритов, согласно с простиранием контакта, и сопровождаются ореолами березитизации с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, несущей золотое оруденение. С поверхности вдоль обозначенных структур прослеживаются ореолы рассеяния золота с содержанием десятые доли г/т до 1-2 г/т в разрозненных точках минерализации. Вместе с этим, в северной части на глубинах 200-300 м выявлены зоны богатого золотого оруденения с содержанием золота по отдельным скважинам колонкового бурения до 9,3-39,77 г/т на стволовые мощности 9,8-20,2 м, в том числе, по отдельным пробам содержание золота достигает 245,6 г/т (скв. 803). Богатое золотое оруденение сложной морфологии и невыдержанной мощности приурочено к узлам пересечения северо-западных зон и северо-восточных – субширотных разрывных нарушений, которые фиксируются дайками диабазовых порфиритов. [3,4,7]

Следует отметить также, что выклинивающийся с поверхности в южной части клинообразный выступ кварцевых диоритов имеет продолжение в сланцевой толще в слепом апофизном выражении. В дайках, апофизах кварцевых диоритов на глубинах 200-300 м выявлено золотое оруденение с содержанием золота 1,54-3,43 г/т на стволовые мощности 7-10 м (скв. 798, 853).

Таким образом, общая протяженность рудоносной зоны на месторождении превышает 900 м, а ресурсы категории P_1 до глубины 300 м (возможная глубина развития карьера по технико-экономическим расчетам института ВНИПИ промтехнология) в кондициях представленного подсчета составляют 29,5 т. [1,9,10,11]

Общие масштабы месторождения до глубины 300 м составят около 35 т, до глубины 600 м – около 70 т золота, что позволяет отнести его к средним по запасам объектам. [11]

Литература

1. *Быбочкин А.М. и др.* Комплексная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. Москва. Недра.
2. *Воротинцев А.А., Ланда В.Е.* Геолого-геохимические особенности ипоисковые признаки золоторудных объектов. «Геология и геофизика»,1984 г., № 10
3. *Виктерь Б.Я., Шер С.Д.* – Принципы прогнозирования золотого оруденения (на примере Южного Тянь-Шаня). «Советская геология», 1982г, №11
4. *Ермолин В.Т. и др.* Условия локализации золотого оруденения на примере штокверкового месторождения. «Геология рудных месторождений», 1985 г., №6.
5. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. Изд. 1-ое. М.: Недра, 1978.
6. *Коробейников А.Ф.* Рудно-метасоматическая зональность на месторождениях золота. «Геология рудных месторождений», 1983 г., № 1.
7. *Кудайбергенова Н.К.* Околожильные изменения на золоторудных месторождениях Северного Казахстана «Известия АН Каз. ССР», серия геологическая, 1969 г., № 6.
8. Методические рекомендации по геолого-экономической оценке месторождений твердых полезных ископаемых. Алматы,

ГКЗ РК, 1995 г.

9. *Неклюдов С.И. и др.* Отчет по поисково-оценочным работам в пределах южной части месторождения Когадыр VI с подсчетом запасов золота по состоянию на 01.07.1992 г. КПГП «Волковгеология», Алматы, 1992 г.
10. *Бабкин Н.Я., Ганьжин С.Н.* Оценка перспектив промышленной золотоносности и ураноносности Кызыл - Кендыктасского поднятия Юго-восточного Казахстана (Отчет Кендыктасской партии № 55 о результатах прогнозно-геохимических работ 1987 - 1988 г.г. в масштабе 1:25 000 на участке Кызыл-Кайнар по заданию 55-19). Алма - Ата, 1987 г. Фонды ВПГО.
11. *Рысев В.П., Колпаков Г.А. и др.* (ВНИИХТ). Результаты минералогических и технологических исследований золотосодержащей пробы Т - 1 месторождения Когадыр - VI (Отчет о научно-исследовательской работе по теме 050 - $С_3$). Москва, 1991 г.

ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КЕНДЫКТАССКОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Жаркинбеков Т.Н.

Казахский националный технический университет имени К.И. Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан

Геологическое строение района определяется его положением в пределах мозаично построенной Кокчетав-Северо-Тяньшанской каледонской складчато-глыбовой системы, активизированной в герцинский, мезозойский и кайнозойский периоды тектогенеза.

Границы блоков очерчиваются раннепалеозойскими северо-западными глубинными разломами и региональными широтными зонами позднепалеозойской тектономагматической активизации (рис.1).

Основными региональными структурами первого порядка для данного района являются Шу-Кендыктасский антиклинорий, разделенный Агалатасским прогибом на собственно Кендыктасское и Центрально-Шуйское поднятие и Жалаир-Найманский синклинорий, примыкающий с северо-востока к Кендыктасскому поднятию. С юго-востока обозначенные структуры календонского этапа развития обрамляет Бесмойнакская мульда Жонгаро-Балхашской складчатой системы герцинид. [3,6,8,10]

Геотектоническая позиция Кендыктасских гор определяется прежде всего тем, что они являются юго-восточным продолжением Шуйского срединного массива, к которому с северо-востока примыкает Жалаир-Найманская зона глубинных разломов, а с юго-востока обрамляются горными сооружениями Северного Тянь-Шаня. Это обстоятельство и предопределило многоэтапность проявившихся на этой территории тектонических движений и как следствие - многоэтажный характер ее тектонического развития. Анализ имеющегося материала по стратиграфии, тектонике и магматизму позволяет в пределах Кендыктаса выделить раннепротерозойский, рифейский (байкальский), каледонский, герцинский и мезо-кайнозойский этапы развития региона.[3,4,8,10,11]

Основную роль в формировании описываемого района сыграли геосинклинальные и орогенные процессы каледонского этапа и орогенные процессы герцинского цикла. Значительное влияние оказали также первичная неоднородность кристаллического фундамента и глыбовые неотектонические движения.

Центральную часть Кендыктасского поднятия слагают автохтонные раннепалеозойские гранитоиды габбро–гранодиорит-плагиогранитной ассоциации, в составе которой выделяются кокпатасские габброиды (PR_3) и диориты, гранодиориты, граниты Курдай-Чатыркульского комплекса (O_3). Плитообразная морфология этих массивов и конформное залегание в докембрийских сланцах, амфиболитах и порфиритоидах подчеркивает простое строение купольной структуры общей северо-западной ориентировки.

Центрально-Чуйское поднятие представляется более однородным, выделяемые в его пределах блоки сложены преимущественно раннепалеозойскими гранитоидами с многочисленными шлирами пород протерозоя и также представляют собой фрагменты сильно эродированного гранито-гнейсового купола.[3,7,10,11]

Раннепалеозойский Агалатасский эвгеосинклинальный прогиб слагают складчатые сооружения нижней флишоидно-терригенно-кремнисто-карбонатной щербактинской свиты (O_{1-2}) и верхней андезито-граувакковой ргайтинской свиты (O_2), прорванные интрузиями Жаланаш-Майбулакского комплекса. В качестве структур третьего порядка выступают наложенные прогибы, оформившиеся в связи с процессами орогенеза в девоне и карбоне.

Границами блоков первого и второго порядков являются продольные и поперечные долгоживущие блоковые

разломы, имеющие характер взбросо-сдвигов.

Наиболее крупными продольными разломами, заложение которых относится к раннекаледонской эпохе, являются Актасский, отделяющий Джалаир-Найманский синклинорий от Чу-Кендыктасского антиклинория, Северо-Чуйский, развитый по границе Кендыктасского поднятия и Агалатасского прогиба, и Южно-Чуйский, ограничивающий Агалатасский прогиб с юга.[2,3,7,8,10,11]

Из поперечных блоковых разломов древнего заложения наибольшую роль в формировании структуры района сыграли Сугандинский, система субмеридиональных Когадырских разломов, субширотный Акчечекский разлом, система Новоалександровских разломов.

Характерной особенностью района является образование на позднегеосинклинальном и орогенных этапах из продольных и поперечных блоковых разломов полукольцевых систем, обращенных выпуклостью к югу.

Из внутриблоковых продольных разломов наиболее крупными являются зоны, разделяющие участки с различной степенью консолидации и обычно развивающиеся по границам протерозойских и рифейских толщ или вдоль их границы с раннепалеозойскими интрузивными массивами.

Среди этих зон – Курдайский, Кокпатасский, Тасполинский и другие разломы, играющие важную роль в локализации наиболее ранних по времени проявлений рудных формаций.[1,2,3,5,8]

Разломы более высоких порядков развивались как система оперения блоковых и крупных внутриблоковых нарушений, наиболее распространены нарушения высоких порядков северо-западной и северо-восточной ориентировки, причем, на этапе каледонского орогенеза основная разрядка происходила по первой системе, а герцинского – по второй.

Особый тип структур представляют собой слабо проявленные на поверхности, но хорошо выраженные в физических полях и на космических снимках протяженные зоны ортогональной ориентировки. [2,3,4,7,11]

Особенностью структур описываемого типа является их сквозь-блоковый характер, несмотря на значительные сдвиговые смещения по блоковым нарушениям. В каждом конкретном случае проявление отдельного линеамента системы на поверхности бывают различными: это могут быть и реальные разломы (например, ветви Когадырского разлома - Акчечекский и Жаланашский разломы); дайковые пояса; полигональные ограничения позднеорогенных прогибов; прямолинейные контакты интрузий или их глубинных частей; зоны гидротермального метасоматоза и т.д. К узлам пересечения мощных ортогональных зон часто приурочены палеовулканические центры средне-позднедевонского возраста, такие, как Алты-Айгырский, Когадырский, Сугандинский, Курдайский интрузии позднедевонских аляскитов, а также рудные поля, отдельные месторождения и рудопроявления, связанные с орогенными этапами развития района. [3,6,8,9,10,11]

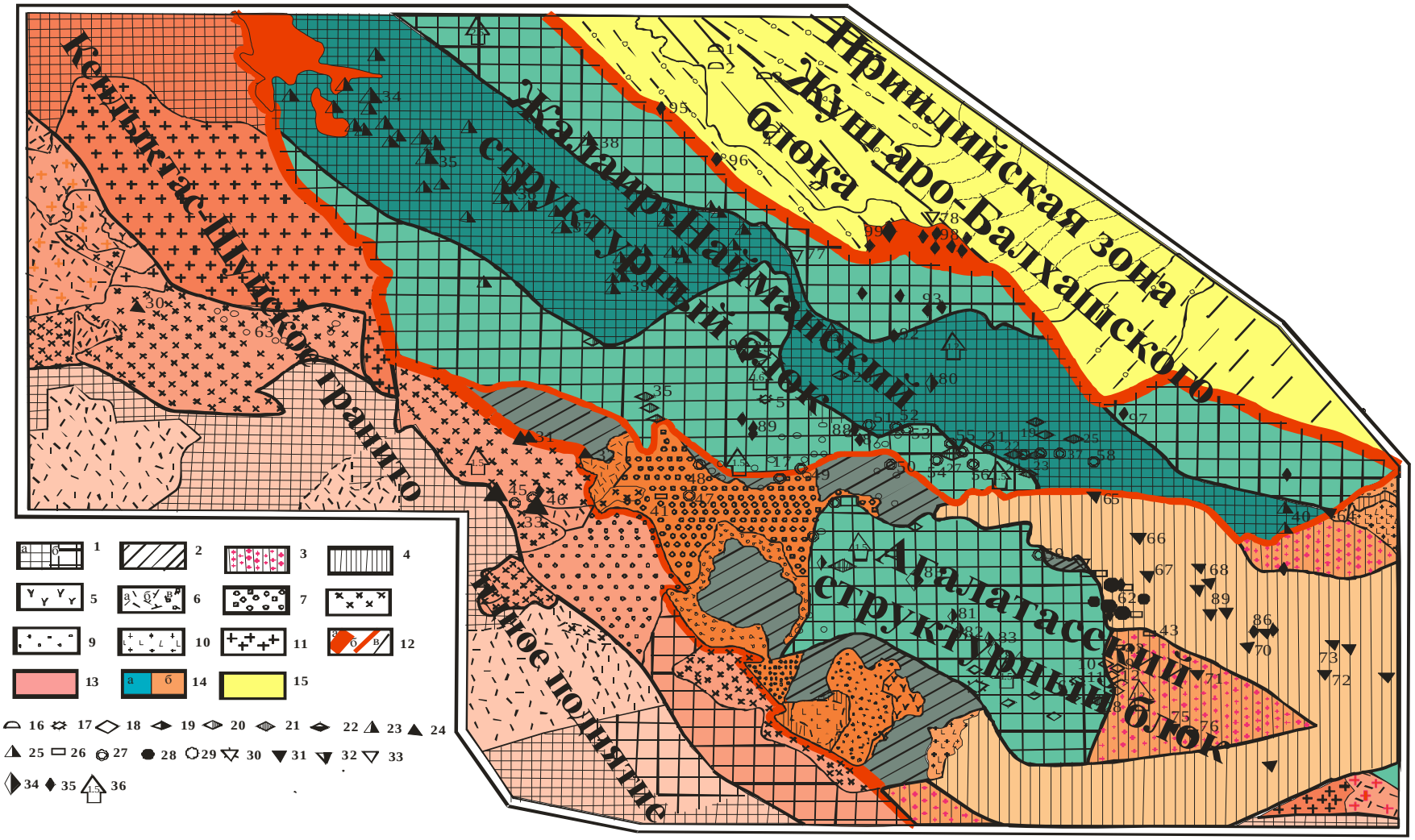


Рис. 1. Структурно-металлогеническая схема Кендыктасского горудногорайона масштаба 1:500 000 составил Жаркинбеков Т.Н. с использованием материалов Сазонова В.П., Бабкина Н.Я. и др.

Условные обозначения к рисунку 1. Структурно-металлогеническая схема Кендыктасского рудного района масштаба 1:500 000

1-сводовые гранитоидные поднятия каледонид: а) нацело гранитизированные центральные части сводов, б) частично гранитизированные краевые части сводов и внутренние гранитоидные своды миогеосинклинальных прогибов; 2-эвгеосинклинальные формации каледонид; 3 - миогеосинклинальные формации каледонид; 4 - переработанные блоки каледонид, осложненные раннеорогенными формациями герцинского возраста; 5-7 - наложенные прогибы эпикаледонских орогенных этапов развития, сложенные: 5 - вулканогенной молассой раннего девона; 6-терригенно-вулканогенной молассой среднего-позднего девона с преобладанием: а) кислых вулканитов, б) основных вулканитов, в) терригенных красноцветных отложений; 7 - терригенной молассой позднего девона- раннего карбона.

8-11 - Интрузии: *каледонские:* 8-каледонская монцонит-сиенитовая субформация и 9 - аляскитовая субформация; *герцинские:* 10 - ранняя диорит-гранодиоритовая субформация; 11 - поздняя аляскитовая формация:

12- Разрывные и блоковые структуры: 12 - разломы блоковые (а), внутриблоковые (б), надвиги (в); 13 – Кендыктас-Шуйское гранитоидное поднятие; 14 – структурные блоки подвижной зоны: Жалаир-Найманский (а), Агалатасский (б). 15 - Приилийская зона Жонгаро - Балхашской системы

16 - 35 Рудные формации: *Каледонская ранняя металлоносных черных сланцев.* 16 - *Фация урановосных фтанитов* – рудопроявления: Терексай (1), Табанкара (2), Кенес(3), Наркызыл (4). ***Каледонская поздняя шеелит-молибденит-золото-полиметаллическая.*** 17-*скарновая фация-рудопроявления*: Умуртай (5), Саускен (6), Алга (7) месторождение Тасполы

(8); *Гидротермальная фация (18-22)*: 18 - *Золото-кварцевый минеральной тип*-рудопроявления: Майбулак Новый I (9), Майбулак Новый II(10), Майбулак Восточный (11), Майбулак Золоторудный (12); 19 - *Золото-кварц-турмалин-медно-полиметаллическй минеральний тип:* - рудопроявления Кокпатас Медный (13), Судысай(14); 20 -*Золото-пирит-халькопиритовай минеральный тип:* - месторождение Когадыр VI (100); рудопроявление Участок Рассеянный(15), Смирновская зона (16), Когадыр – I (17), Алдаушы (18), Алтын (19), Керегетас (20), месторождение Древний Курдай (21); 21 - *Кварц-пирит-молибденитовый минеральный тип*– рудопроявления: Восточный Курдай (22), Восточно-Оспановское (23), Оспановское (24), Ешкилисай (25), Майбулак Восточный (26), месторождение Курдай (27), Новое(28); 22 - *Золото-полиметаллический минеральнй тип:* месторождение Гагаринское (29).

Каледонская ранняя молибденит-халькопиритовая: 23 - *Скарновая фация; Гидротермаяьная фация:* 24 - *Медно-порфировый минеральный тип* - рудопроявления: Западно-Шуйское (30), скважины №№ 2719, 2722 (31), Алты-Айгыр (32), месторождение Шуйское (33); 25 - *Жильные и прожилково-вкрапленные проявления* Шатыркульского типа: месторождения Актасты (34), Шатыркуль (35), Унгурли (36), Жайсан (37), Верхнее Теректы (38), рудопроявления Алтын-Казган (39), Герменды (40), 26 - *Стратиформные урановые проявления в пестроцветной терригенной молассе* Д: рудопроявления: Жанылсай (41), Майбулак (42), Урюкты (43), Месторождение Жанатурмыс (44).

Каледонские поздние формации. *Флюорит-иордизит-настурановая*

27 - *урановорудные минеральные типы*: - рудопроявления: Южно-Шуйское (45), Айнар(46), Центральный горст(47), Казал-Кайнар (48), Когадыр-I (17), Когадыр-II (49), Колгуты (50), Акжазык (51), Алма (52), 5-я ферма (53), Бесбулак (54), Северо-Западный Курдай (55), Южный Участок (56), Древний Курдай (21), Восточный Курдай (22), Западная Красногорка (57), Красногорка (58), Карасу (59), Сюгаты (60), Алга (7), Каракундуз (61), месторождение Курдай (27); 28 - *Кварц-флюоритовый минеральный тип:* Таскайнарская группа месторождений (62); 29 - *Пегматит-грейзено-редкометальная формация*,

Минеральний тип ураноносних эйситов - Жадринская группа аномалий (63).

***Герцинская ранняя молибденит-халькопиритовая формация*:** 30 - *Скарново-полиметаллический минеральный тип:* рудопроявление Каракунгей (65), Карасу-II (65), Курчасын (66), Южное (67), Горноникольская группа (68), Коктюбе (69), Жанасай (70), Южное Коктюбе (71), Коктюбе (72), Женичке (73), Суалма (74), Карагаш (75), Жолдысай (76); 31 - *Медно-порфировый минеральный тип* рудопроявленне Узунсу IV (77); 32 - *Ураново-апатитовай минеральный тип*: рудопроявление Узунсу(78).

Эпиорогенная флюорит-галенитовая формация: 33 - *Золото-полиметаллический минеральнний тип*, рудопроявления: Арсенопиритовое (79), Майкайнар (80), Шокпар Восточный (81), Шекенды (82), Каратас Западный (83), месторождения Каратас(84), Шокпар Северный (85); 34 - *Кварц-флюорит-галенитовый минеральный тип*: - рудопроявления Арасан (86), Флюоритовая зона (87), Палые Колгуты (88), Умуртай Южный, Умуртай Геофизический (89), Кривая зона (90), Юртовое (91), Родничковый (92), Ирсу (93), Кокпатас (94), Булак-Айрык (95), Шатырбай (96), Ерменды (97), месторождения Мадьярсу (98), Узунсу (99),

Примечание: штриховым знаком показаны формации и структуры, перекрытые более молодыми образованиями, фиксируемые бурением и геофизическими методами.

Литература

1. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* // Геотектоника1999.-№2.
2. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники. - М.: Недра, 1974
3. Карта глубинного тектонического строения Казахстана масштаба 1:2 500 000 (под ред. Даукеева С.Ж., Абдулина А.А., Бекжанова Г.Р. и др.). – Алматы, Комитет ГиОН Мин. ЭиМР РК, 2002.
4. *Ковалев А.А.* Тектоника плит и некоторые элементы металлогенического анализа. – М.: Геология рудных месторождений 1972. № 5,
5. *Ставцев А.А.* О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ. - М.:: Геология рудных месторождений, 1976. Т. XYIII, № 1.
6. *Ставцев А.А.* Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. - М.: Недра, 1983.
7. Тектоническая карта Мира масштаба 1:25000000 (ред. В. Е. Хаин, 1977). Объяснительная записка — «Основные черты тектоники континентов и океанов». М., 1980.
8. *Хаин В.Е.* О механизмах замещения континентальной коры корой океанского типа. Электр. научно-инфор. журнал, //Вестник ОГГГГН РАН" № 2(17), 2001
9. *Неклюдов С.И. и др.* Отчет по поисково-оценочным работам в пределах южной части месторождения Когадыр VI с подсчетом запасов золота по состоянию на 01.07.1992 г. КПГП «Волковгеология», Алматы, 1992 г.
10. *Бабкин Н.Я.* Доизучение перспектив рудоносности Юго – западного Кендыктаса. (Отчет Кендыктасской партии № 55 о результатах прогнозных работ масштаба 1:200 000, проведенных в 1982 - 1987 г.г. по заданию 55-15). г. Алма - Ата, 1987 г. Фонды ВПГО.
11. *Сазонов В.П.* Положение гидротермального уранового оруденения в структурах Кендыктасского региона, его минералого-геохимические особенности и соотношение с геологическими и рудно-метасоматическими формациями (Южный Казахстан). Диссертация. Алма - Ата, 1882г. Фонды ВПГО.

ОСНОВНЫЕ СОБЫТИЙНЫЕ РУБЕЖИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): ОБЗОР И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Жимулев Ф.И.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия (zhimulev@gmail.com)

Одним из наиболее изученных в геохронологическом отношении районов Центрально-Азиатского складчатого пояса является Кокчетавский массив Северного Казахстана. В его составе выделяется средне-позднепротерозойский гнейсовый фундамент и деформированный, фрагментарно развитый, позднедокембрийский осадочный чехол. Широкую известность в геологической литературе данный регион приобрел во многом благодаря Кокчетавскому метаморфическому поясу высоких – сверхвысоких давлений (HP – UHP) расположенному в северной части массива. Образование пояса связывается с субдукцией континентальной коры и последующей эксгумацией ее метаморфизованных фрагментов [6, 7]. Кокчетавский массив является один из докембрийских континентальных блоков заключенных среди деформированных палеоостроводужных комплексов раннепалеозойского возраста и представлявших собой микроконтиненты. Дугообразно изогнутая цепь отдельных докембрийских блоков протягивается по Казахстану через Северный Тянь-Шань в Китай (Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшанская зона по [1]). Многими исследователями отмечалось сходство геологического строения континентальных блоков этой области, поэтому данные, полученные по Кокчетавскому массиву, могут быть использованы для аналогий с другими блоками этой зоны.

В настоящем сообщении проведен обзор имеющихся на сегодняшний день результатов датирования пород Кокчетавского массива. Выявлены наиболее напряженные периоды геологической жизни массива и проанализировано как различные события отражаются в зеркале изотопного датирования.

Большинство значений возраста, полученных методами изотопной геохронологии по различным геологическим комплексам массива, группируются в интервалы 2 200 – 2 000, 1 250 – 1 050, 535 – 500, 490 – 470, 460 – 400 млн. лет. Рассмотрим названые интервалы подробнее. Формат тезисов не позволяет осветить и даже перечислить все работы, содержащие оригинальные датировки, поэтому автор ссылается на те публикации, которые считает наиболее важными, на имеющиеся обзоры по теме и на самые новые, появившиеся в последние два годы, работы.

2 200 – 2 000 млн лет. Это наиболее древние цифры, фигурирующие в работах по геохронологии региона. Фактически геологические комплексы такого возраста отсутствуют. Значения данного диапазона – модельные возрасты источников для средне-позднепротерозойских ортогнейсов фундамента микроконтинента [11, 20], возрасты отдельных зерен детритовых цирконов из позднедокембрийского осадочного чехла [11], и некоторых ядер цирконов из высокобарических пород [25]. По–видимому данный рубеж можно с долей условности принять за возраст древнейших фрагментов континентальной коры, участвовавших в композитном фундаменте Кокчетавского массива.

1 250 – 1 050 млн лет. В данный интервал попадает наибольшее число датировок различных комплексов Кокчетавского массива. U/Pb возрасты лежащие в данном диапазоне характерны для большинства цирконов из гранито-гнейсового комплекса фундамента массива [5, 9, 12, 15, 17, 19, 20], из кислых

вулканитов [18] и параметаморфических пород [28], а также детритовых цирконов из позднедокембрийского чехла массива [11]. Модельные возрасты раннепалеозойских гранитов, занимающих большую часть массива, также укладываются в этот интервал [22]. Накопление субплатформенного карбонатно-теригенного чехла массива, формировавшегося на континентальном блоке значительных размеров [4], началось несколько позже (около 850 млн. лет назад). Совокупность фактов позволяет заключить, что большая часть комплексов основания массива была сформирована в рассмотренный период.

535 – 500 млн лет Этот интервал хорошо проявлен только в термической истории пород Кокчетавского метаморфического пояса [2, 7, 21, 24 – 30]. Согласно данным работам 535 – 530 млн лет – время пика высокобарического метаморфизма алмазной фации для террейна Кумды-Куль. Эксгумация, и охлаждение пород укладывается в интервал 530 – 500 млн. лет. Не останавливаясь подробно, на метаморфической истории кокчетавского метаморфического пояса, которой посвящено множество детальных исследований, отметим, что отдельные части пояса (выделяемые в качестве террейнов или доменов) отличаются не только петрографическим составом и p-T параметрами. Для каждого из этих террейнов характерен индивидуальный набор фиксируемых геохронологическими методами событий.

490 – 470 млн лет Значения возраста лежащие в данном интервале характерны для различных геологических комплексов региона и имеют широчайшее распространение, но получены преимущественно аргон-аргоновым методом по слюдам из рассланцеванных пород. Раннеордовикский возраст имеют слюды из кварц-гранат-мусковитовых сланцев и слюдитов содержащих эклогиты [3, 8], из высокоглиноземистых сланцев [3], из гнейсов и разгнейсованных гранитах фундамента [7, 11], из кварц-серицитовых сланцев позднедокембрийского чехла массива [6, 7, 10]. Масштабные деформации, сопровождавшиеся развитием слюдистых сланцев, проявились как в породах гнейсового фундамента, не несущих следов высокобарического метаморфизма, так и в породах Кокчетавского метаморфического пояса, а также в осадочных отложениях чехла. Раннеордовикский зеленосланцевый метаморфизм является регрессивным для высокометаморфизованных пород и прогрессивным для карбонатно-терригенных отложений чехла.

460 – 400 млн лет. В этот период были сформированы огромные объемы гранитов, занимающие в современном эрозионном срезе большую часть площади всего массива. Многочисленные датировки получены U/Pb, Rb/Sr и K/Ar методами, хорошо согласуются между собой [13, 14, 16, 22, 23]. Следует отметить, что раннепалеозойское гранитообразование не отразилось существенно на породах рамы. Для метаморфических пород, залегающих в непосредственной близости от крупных гранитных массивов, даже относительно низкотемпературный аргон-аргоновый метод дает заметно более древние значения возраста (490 – 470 млн лет), чем полученные по близлежащим гранитам U/Pb или Rb/Sr методами (от 460 – 400 млн лет в различных интрузивных комплексах). Если наиболее древние граниты, относящиеся к позднеордовикскому зерендинскому комплексу, обнаруживают некоторую конкордантность контактов со структурными элементами рамы, то силурийские и раннедевонские гранитные массивы являются отчетливо постметаморфическими и посткинематическими, имеют резко секущие контакты и субизометриную, округлую форму в плане – например, раннедевонский боровской массив.

Интерпретация. Два наиболее распространенных, сквозных для всех геологических комплексов событийных рубежа часто проявлены в одних и тех же породах, так как выявлены разными методами датирования и фиксируют разные температуры. Большинство датировок

циркона уран-свинцовым методом дает значения 1 250 – 1 050 млн лет. В то время, как вторичный мусковит, развивающийся по сланцеватости в тех же породах имеет возраст 490 – 470 млн. лет. Пример таких соотношений в районе Чаглинского водохранилища рассмотрен в работе [10]. По всей вероятности и среднерифейский и раннеордовикский этапы представляют собой результаты развития коллизионных систем соответствующего возраста. Различие их геологических проявление вызвано вариациями наблюдаемого эрозионного среза. Для рифейской коллизионной системы он рассекает консолидированную кору, а в случае раннеордовикской, на дневной поверхности присутствуют деформированные, осадочные комплексы.

Интересно, что два весьма драматических события в геологической жизни региона, такие как UHP-метаморфизм и эксгумация его продуктов 535 – 500 млн. лет и масштабное раннепалеозойское гранитообразование 460 - 400 млн. лет не имеют сквозного характера относительно разных геологических комплексов. Они проявлены только в геологических телах, напрямую обязанных своим образованием данным процессам. На наш взгляд отсутствие в регионе одновозрастных пику и регрессивной ветви UHP- метаморфизма термических событий служит еще одним доказательством того, что эксгумация продуктов UHP-метаморфизма происходит до жесткой коллизии и вызванных ей масштабных деформаций. По-видимому, отдельные фрагменты глубоко субдуцировавшей коры отрываются и поднимаются вдоль зоны продолжающейся континентальной субдукции («улица с двусторонним движением» в иностранной литературе). Этим же объясняется индивидуальность термической и тектонической истории разных структурно-литологических доменов внутри метаморфического пояса.

Что касается раннепалеозойских гранитов, то можно констатировать, что они внедрялись в «мертвую», остывшую раму, в которой главная фаза структурообразования уже была завершена.

Детальное и всестороннее изучение геохронологии отдельных полигонов позволяет не только глубже понять историю геологического развития определенных регионов, но и выяснить, в какой мере и каким образом разные геологические события высвечиваются методами изотопного датирования.

Литература

1. *Богданов А.А.* Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюлл. МОИП. отд. геол. 1965. т. XL, №5, С.40 – 69.
2. *Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Новые данные о структурном положение и 40Ar/39Ar возрасте метаморфизма пород средних-низких давлений (даулетской свиты) Кокчетавского метаморфического пояса северного Казахстана и их тектоническая интерпретация // Докл. РАН, 2010, т.434, № 1, С. 82 – 86.
3. *Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., и др.* Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоне: новые структурные и 40Ar-39Ar данные // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 4, С.445 – 455.
4. *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., и др.* Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. - Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 159 – 166.
5. *Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., и др.* Среднерифейские гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан):распространение, обоснование возраста, структурное положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса, Иркутск, 2010, С. 87 – 89.
6. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., и др.* Кокчетавский массив: деформированная кембрийско - раннеаренигская коллизионно-субдукционная зона // Докл. РАН, 2005, т.402, № 2, С.212 – 216.
7. *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., и др.* Венд-раннеородовикская

геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006, т. 47, №4, С. 428 – 445.

8. *Жимулев Ф. И., Полтаранина М. А., Корсаков А. В., и др.* Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2010, т. 51, №2, С. 240 – 256.
9. *Жимулев Ф.И., Глорие С., Буслов М.М., и др.* Среднепротерозойский возраст формирования континентальной коры Кокчетавского микроконтинента (Северный Казахстан) по данным U/Pb датирования цирконов // Материалы Пятой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск 2010http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/03_geochemistry/345.pdf
10. *Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., и др.* Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского HP- UHP метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан)// Геология и геофизика. 2011, №1, С.
11. *Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б., и др.* К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Докл. РАН, 2001, т. 381, №4, С.518 – 521.
12. *Летников Ф.А., Халилов В.А.* К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. РАН, 1994, т. 334, №3, С. 352-355.
13. *Летников Ф.А., Костицын Ю.А.* Rb-Sr-датирование анатектических гранитов балкашинского комплекса (Кокчетавская глыба, северный Казахстан) // Докл. РАН. 2002, т.387, № 3, С.378 – 381.
14. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., и др.* Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb-возраст и тектоническое положение // Докл. РАН. 2009, т. 424, №2, С. 222 – 226.
15. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., и др.* Гранодиориты гренвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2007, т.417, № 2. С.221 – 224.
16. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., и др.* Силурийские граниты Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническая позиция //Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т.17, №3, С. 46 – 54.
17. *Розен О.М., Краснобаев А.А.* О возрасте гнейсов кокчетавского массива // Бюлл. МОИП., 1966, т. XLI, С.71 – 76.
18. *Третьяков А.А., Котов А.Б., Летников Ф.А., и др.* Гренвильские магматические комплексы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, С. 114-115.
19. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., и др.* О гренвильской фазе магматизма в северном Казахстане // Геохимия. 1970, №1, С.112 – 116.
20. *Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.* Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, С. 114-115.
21. *Херман Дж. Рубатто Д., Корсаков А.В., и др.* Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2006, т. 47, № 4, С.513 – 521.
22. *Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., и др.* Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника 2001, №5, С. 26 – 44.
23. *Шатагин К.Н.* Возраст и происхождение гранитоидов зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr-изотопного исследования // Докл. РАН. 1994, т. 336, №5, С. 674 – 676.
24. *Шацкий В.С., Ягоутц И., Козменко О.А., и др.* Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива. // Геология и геофизика. 1993, № 12, С. 47-58.
25. *Claoue-Long J.C., Sobolev N. L., Shatsky V. S., Sobolev A.,V.* Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR. // Geology. 1991, V.19, pp.710–713.
26. *Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G.* Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing

metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan ? // Lithos. - 2003. - V.70. - pp. 61-75.

27. *Herman J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V*. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol., 2001, V.141, pp.66 – 82.
28. *Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y.* Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // Earth and Planetary Science Letters., 2001, V .188, pp. 185-198.
29. *Ragozin A. L., Liou J. G., Shatsky V.S., Sobolev N.V*. The timing of partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // Lithos, 2009, V.109, pp. 274 – 284.
30. *Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M.* Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol., 1999, V.137, pp.185-205.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ U/Pb ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Жимулев Ф.И.[а], Буслов М.М.[а], Глорие С.[б], Де Граве Й.[б], Фидлер М.А.[а], Измер А[б].

[а] *Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*
[б] *Гентский университет, Гент, Бельгия*
(*zhimulev@gmail.com*)

Геологическое строение Тункинских гольцов Восточного Саяна характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, которую слагают позднедокембрийские и нижнепалеозойские терригенные, вулканогенные и карбонатные породы метаморфизованные в различной степени [4,5]. Общепризнано, что складчато-покровная структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский террейн [4] или Ильчирскую зону [19], сформировалась в ордовике в результате аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) к Сибирскому кратону.

Вместе с тем, детально изученная покровная структура восточной части Тункинских гольцов (Аршанский участок) [14, 15, 20] имеет позднекарбоново-раннепермский возраст [6]. В работе [14] на основании данных кинематического, динамического анализа и результатах $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного датирования синтектонических минералов были выделены следующие этапы формирования деформационной структуры района: 316-310 млн. лет – покровный, 305-303 млн. лет покровно-складчатый и 286 млн. лет – сдвиговый. Формирование покровно-складчатой структуры района происходило одновременно с активизацией Главного Саянского разлома, являющегося границей между Сибирской платформой и складчатыми комплексами Алтае-Саянской области. Позднекарбоновый возраст имеют синтектонические метасоматиты в зоне Главного Саянского разлома [17]. В зоне разлома выявлено несколько генераций гранитных жил, самые древние из которых – раннекарбоновые, самые молодые – раннепермские [16]. В центральной части Тункинского террейна проявлен зональный метаморфизм позднекарбонового возраста [3]. Наблюдаемые геологические соотношения подтверждают результаты изотопно-геохронологического датирования. В районе р. Толта и Бугутай, к северо-западу от с. Аршан, пакет тектонических пластин различного состава перекрывает по пологому надвигу красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты. На основании многочисленных находок отпечатков растений, чешуи рыб, спор и пыльцы растений установлен пермский возраст свиты [7].

Отложения сагансайрской свиты в регионе образуют асимметричные, клиновидные мульды, частично перекрытые надвигами северной вергентности (например, Сангансайрская синклиналь) [2], поэтому широкое распространение позднепалеозойских (C_3 – P_1) надвигов и тектонических покровов в Тункинских гольцах Восточного Саяна можно считать доказанным. Ряд позднепалеозойских событий в геологической истории Прибайкалья рассмотрен в работе[12].

В то же время не вызывает сомнений важная роль более древних, раннепалеозойских покровных деформаций, субсинхронных гранулитовому метаморфизму слюдянского метаморфического комплекса [9, 10] и ряду других геологических событий вызванных аккрецией ТММ к Сибирскому кратону. В западной части Тункинских гольцах Восточного Саяна датирование запечатывающих складчато-покровную структуру гранитов мункусардыкского комплекса позволило определить, что покровная структура в зоне коллизии ТММ с Сибирским кратоном была сформирована уже к раннему ордовику [13]. В пределах

Аршанского участка Тункинских гольцах Восточного Саяна два этапа покровообразования хорошо читаются в геологической структуре. Нижний и верхний пакеты тектонических пластин разделены пермской сагансайрской свитой, которая служит неоатохтонным комплексом для нижнего пакета и перекрыта по надвигу верхним аллхтоном.

Конгломераты свиты в верховьях ручья Бухота залегают на размытой поверхности микроклиновых гранитов зун-муринского [8] (сархойского [8], саянского [18]) комплекса. Гранитные массивы зун-муринского комплекса запечатывают складчатую структуру, образованную тектоническими пластинами метатерригенной верхнешумакской и карбонатной горлыкской свитами. Породы названных свит, вблизи контакта с гранитами несут следы изменений. Для них характерно ороговикование, мраморизация известняков и доломитов, мигматизация, инъецирование апофизами, формирование контактовых магматогенных брекчий. Шумакская и горлыкская свиты рассматриваются как осадочный чехол ТММ [11]. Их возраст определяется как венд-нижнекембрийский [1, 11]. Описанные взаимоотношения показывают, что до накопления сагансайрской свиты, была сформирована покровно-складчатая структура, в состав которой входят горлыкская и верхнешумакская свиты, после чего произошло внедрение гранитов зун-муринского комплекса. Затем верхняя часть данного сооружения была эродирована, и на дневную поверхность были выведены запечатывающие структуру гранитные массивы. Возраст формирования древней покровно-складчатой структуры в данном районе оставался неопределенным, так как все изотопно-геохронологические определения возраста пород из нижнего структурного этажа сделанные аргон-аргоновым методом датировали позднепалеозойские события [6]. Комплекс геолого-структурных и геохронологических данных свидетельствует, что в позднем палеозое породы древнего структурного этажа подверглись ретроградному метаморфизму, а структура была сильно преобразована. Для определения возраста первого этапа деформаций мы датировали запечатывающие граниты зун-муринского комплекса. В составе комплекса выделяется три фазы внедрения, первая сложена кварцевыми диоритами, вторая – гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, третья – микроклиновыми гранитами, лейкократовыми гранитами и граносиентиами [18]. В плане форма массивов неправильная, вытянутая по простиранию складчатых структур. В краевых частях массивов наблюдаются первичные линейные и гнейсовидные текстуры. Гнейсовдиность совпадает с ориентировкой вмещающих пород. Контакты тел крутопадающие. Становление массивов происходило на завершающем этапе складчатости вмещающих пород. Образец розовых микроклиновых гранитов третьей фазы (№ Т09051) был отобран с горы Трехглавой в верховьях р. Кынгарга, к северу от с. Аршан. Координаты места отбора N 51^{o} 58’ 08’’ E 102 ^{o} 22’ 13’’. Порода имеет розовый цвет, массивную текстуру и среднезернистую, гранитную структуру. Минеральный состав: микроклин 35-40 %, кварц 35 – 40%, кислый плагиоклаз 15 – 20%, биотит – 5-7%. Для датирования было выбрано около 50 зерен циркона, содержащих наименьшее число включений и трещин, в которых было отмечено 20 точек-мишеней для лазерной абляции. Циркон представлен полупрозрачными розовато-коричневыми идиоморфными кристаллами призматического и длиннопризматического облика ($К_{удл}$=3-3,5). Размер зерен 250 – 300 мкм в длину. В катодолюминесцентных лучах (CL) наблюдается четкая осциляторная зональность. CL-фотографирование проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6400 SEM. Датирование осуществлялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на установке LA-ICP-(SF)-MS на факультете аналитической химии Гентского Университета (Бельгия). Определение U(Th)/Pb отношений проводилась на

детекторах Thermo Scientific Element XR Sector Field ICP-MS. Каждая последовательность включала 50 точек образца, 13 первичного и 5 вторичного стандарта. Предварительная обработка данных проводилась с использованием программы PepiAGE, окончательный конкордантный возраст был вычислен с помощью программы Isoplot.

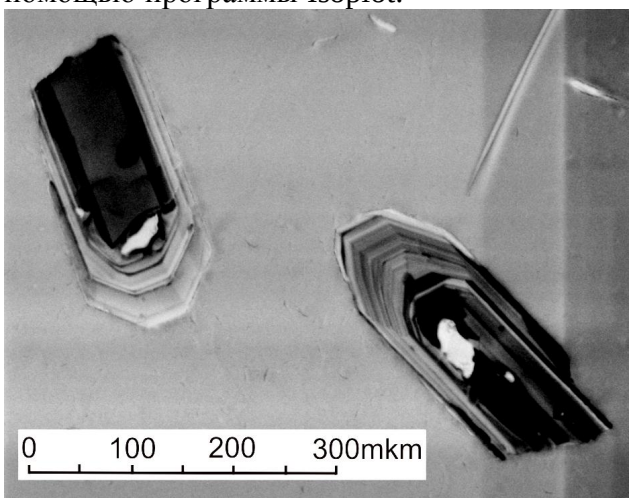


Рис. 1. Фотография зерен циркона из образца Т09051 в катодолюминесцентныхлучах

Циркон из лейкократовых гранитов зун-муринского комплекса имеет конкордантные значения возраста 462,6±7,8 млн лет (СКВО=0,34, вероятность 0,56).

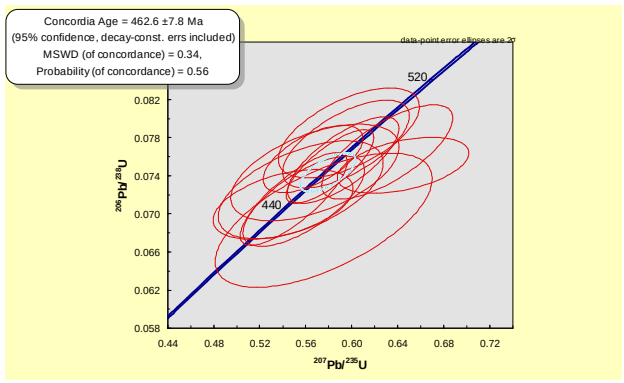


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из образца Т09051

Полученное нами значение несколько моложе, чем возраст гранулитового метаморфизма слюдянского метаморфического комплекса (481±2 млн. лет), и прорывающих его постметаморфических кварцевых сиенитов (474±5 млн. лет) [10], а также гранитов мункусардыкского комплекса (481±2 млн. лет) [13]. Большинство датировок для породных комплексов прибайкальского коллизионного метаморфического пояса лежит диапазоне 500 – 475 млн. лет [9]. Следует учитывать, что нами определен возраст самой поздней фазы внедрения, локализованной в породах зеленосланцевой фации метаморфизма.

Таким образом, датировав граниты, запечатывающие одни пакет пластин и перекрытые другим, удалось установить наличие досреднеордовикской складчатости и покровообразования в районе, где ранее уже были установлены позднепалеозойские покровы и складчатость. Наблюдаемая структура складчатой области является результатом, по меньшей мере, двух крупных орогенных этапов. Первый из которых связан с аккрецией террейнов к окраине Сибирского континента, а второй, с внутриконтинентальным орогенезом. Обращает на себя внимание, что позднепалеозойские деформации, определившие структурный план района, оторваны во времени от накопления осадочных и вулканических комплексов Тункинского хребта. Это резко отличает герцинский орогенный этап от каледонского. Герцинский орогенез в регионе происходил во внутриконтинентальных условиях, далеко от континентальных окраин, где происходили аккреционные события. Можно предположить, что структура данного района была сформирована в позднем карбоне – перми, вследствие крупной коллизии, деформации от которой распространились на значительное расстояния вглубь континента, что привело к реактивации каледонского аккреционно-коллиизинного складчато-покровного сооружения. Современным аналогом орогенов подобного типа могут служить горные сооружения Альпийско-Гималайского пояса, возникшие на месте более древних складчатых поясов в результате Индо-Евразиатской коллизии.

В данном сообщении использованы материалы работы Александра Борисовича Рябинина трагически погибшего 7 января 2010 года в снежной лавине при спуске с

перевала Иванникова (Тункинские гольцы) в возрасте 26 лет. Им была подготовлена к защите кандидатская диссертация, в которой дано детальное описание геологической структуры района, проведен ее кинематический и динамический анализ. Результаты этой работы, обязательно будут опубликованы в ближайшем будущем.

Работа выполнена при поддержке ИГМ СО РАН (проект ВМТК)

Литература

1. *Анисимова С.А., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.* Биофациальная характеристика осадочного чехла восточной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Т.1, Иркутск, 2010.С. 19-20.
2. *Арсентьев В.П.* Объяснительная записка к листу N-47-XXXVI геологической карты СССР, м. 1:200 000, серия Восточно-Саянская, М., 1969. 73с.
3. *Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосницина Т.Н., и др.* Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР. 1988,. т. 301, № 2,С. 402-405.
4. *Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К. и др.* Тувино-монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, №6, С. 554-565.
5. *Босс Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. // Новосибирск, Наука, 1991, 143 с.
6. *Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И. и др.* Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2009, т. 428, №4, С.496-499.
7. *Бутов Ю.П., Минина О.Р., Неберикутина Л.М., и др.* Сагансайрская свита – эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы бурятского Восточного Саяна // Вестник Воронежского университета, геология, 2001, №12, С.87-101.
8. *Вилор Н.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И.* Эндогенные формации восточной части Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1991, №7, с .17-26.
9. *Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Дкол. РАН, 2000, т. 374, №1, С. 79-84.
10. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З. и др.* О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов.// Петрология, 1997, т.5, №4, С. 380-393.
11. *Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.* Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента //Литология и полезные ископаемые, 2005, №2, С. 192-204.
12. *Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое //Геология и геофизика, 2010, № 5, С. 615-628
13. *Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г. и др.* Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сигмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007, т.414, № 4, С. 79-83.
14. *Рябинин А.Б.* Позднепалеозойская покровно-складчатая структура юго-западного обрамления Сибирского кратона (Тункинские гольцы Восточного Саяна // диссертация канд. геол-минер. наук, Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 126с.
15. *Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И.* Позднепалеозойская покровно-складчатая структура Тункинских гольцов Восточного Саяна: структурные и геохронологические данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2009, т.2, С. 57-58.
16. *Савельева В.Б., Ларионов А.Н., Травин А.В., и др.* Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, 2010, т.2, С. 64-66.
17. *Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С.* ^{40}Ar-^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН, 2003, т.391, №4. С. 523-526.

18. *Самбург А.Л.* Объяснительная записка к листу М-48-I геологической карты СССР, м. 1:200 000, серия Восточно-Саянская, Москва 1971, 66с.
19. *Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир. 2002. 176с.
20. *Ryabinin A.B., Zhimulev F.I., Buslov M.M.,* Late Carboniferous – Early Permian intracontinental orogeny in the eastern part of the Altai-Sayan fold zone (South Siberia, Russia): structural data and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology // Geophysical Research Abstracts, Vol.12, EGU 2010-1774.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КАЗАХСТАНА

Жолтаев Г.Ж.

Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева,Казахстан, Алматы, (ignkis@mail.ru)

В литературе существует несколько десятков тектонических схем строения рассматриваемого региона (рис.1), которое можно объединить в две большие группы по теоретической концепции, приятной за основу. Первая группа тектонических карт основана на концепции геосиниклиналей фиксисткого толка (А.Л.Яншин, А.А.Абдуллин, Н.В.Неволин, Р.Г.Гарецкий и др.) согласно которой земная кора сформировалась в результате каледонской, герцинской и альпийской фаз складчатости, когда соответствующего возраста геосинклинальные системы закрывались и претерпевали складчатость и подъем. Расположенные здесь Северо-Устюртский и Карабогазский блоки рифейского возраста рассматриваются как срединные массивы в системе геосинклиналей, которые по завершении геосинклинального процесса были припаяны к древней Восточноевропейской платформе. По возрасту самой молодой геосинклинальной системы устанавливается возраст консолидации фундамента, и поэтому выделяются так называемые молодые платформы - Скифская и Туранская. Однако новейшие геологические и геофизические материалы по молодой Туранской платформе свидетельствуют, что доля участков с дислоцированными палеозойскими отложениями составляет менее 30% площади и они вытянуты в узких зонах между древними блоками докембрийского возраста (рис.1). Это не позволяет говорить об имевшим место едином Урало-Монгольском геосинклинальном поясе, который занимает всю территорию. Региональные геофизические исследования и новые материалы изучения фанерозойских складчатых систем Евразии значительно изменили существовавшее мнение о строении молодых платформ. В частности, в пределах древних срединных массивов рифейского возраста картируются недислоцированные палеозойские отложения толщиною до 3-4 км, что не подтверждает тезис о повсеместной палеозойской складчатости.

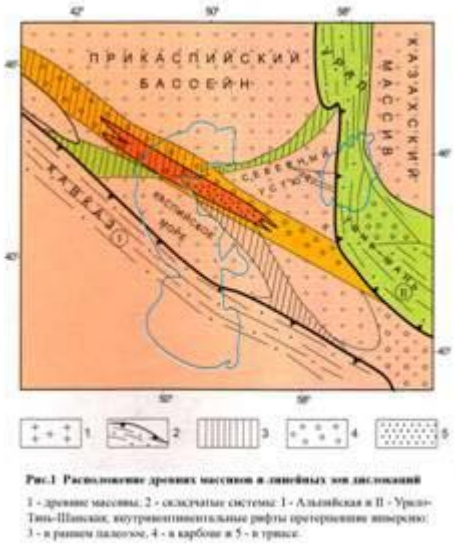


Рис.1 Расположение древних массивов и линейных зон дислокаций

1 - древние массивы, 2 - складчатые системы: I - Альпийская и II - Урало-Тянь-Шаньская; внутриконтинентальные рифты претерпевшие инверсию: 3 - в раннем палеозое, 4 - в карбоне и 5 - в триасе.

Вторая группа тектонических карт составлена с позиции тектоники плит (Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузмин, Л.М.Натапов, В.С. Шейн) с выделением многочисленных микроконтинентов, разделенных в палеозое палеоокеанами.

Предполагается, что в конце палеозоя они в результате горизонтальных перемещение столкнулись и в итоге, примкнули к Восточноевропейскому континенту.

Зоны дислокаций палеозоя между древними микроконтинентами узкие и вытянуты на большие расстояния. Они не отличаются активным магматизмом, сильной дислоцированностью пород, и устанавливаемые зоны надвигов по морфологии скорее напоминает инверсионные структуры, чем шарьяжные пластины. Эти особенности строения были давно замечены узбекскими учеными, которые назвали их зонами пластичной складчатости (А.М.Акрамходжаев) во многих зонах, где палеозой дислоцирован, не наблюдается характерных признаков зоны субдукции.

В настоящее время в применении основных положений теории тектоники плит при анализе региональных геологических процессов с масштабом в сотни километров наблюдается две тенденции. Одни исследователи пытаются описать региональные процессы методами классической теории тектоники плит в первоначальном варианте, разделяя основные литосферные плиты на микроплиты размерами 150х200 км, что сопоставимо с толщиной континентальной литосферы. Как справедливо заметили Л.И.Лобковский, такие трехмерные тела неправомерно рассматривать как тонкие плиты (они скорее напоминают литосферные “кубики”), и, следовательно, к ним нельзя применять математический аппарат тектоники плит, вводя полюса относительного вращения микроплит и т.д.

Сторонниками этого направления интерпретации геологических и геофизических материалов по рассматриваемой территории являются Л.П.Зоненшайн, Л.Н.Кузьмин и др. по их построениям Северо-Устюртская, Карабогазская и Каракумская микроплиты в девоне и карбоне отделялись от Восточноевропейской плиты океаном шириной 4000-5000 км. К этой группе исследователей относятся В.М.Пилифосов и Э.С.Воцалевский (1996), которые полагают, что сочленение Прикаспия с Северным Устюртом происходит по зоне субдукций, происшедшей в визе при закрытии океана.

Вторая группа тектонистов (Л.И.Лобковский, В.Е.Хаин, В.Г.Трифонов, Г.Ж.Жолтаев, S.H.Kirbi, A.K.Kronenberg, G.Ranalli, D.C.Murphy) принимают многоярусный вариант проявления тектоники плит, что позволяет успешно преодолевать трудности при анализе геологических процессов регионального масштаба, внутриплитных движений и деформаций.

Концепция двухъярусных тектоники плит (Жолтаев, 1992) является результатом взаимного обогащения двух теории тектоники плит в классическим варианте и теории тектонической расслоенности литосферы, которая разрабатывалась начиная с шестидесятых годов, в геологическом Российской академии наук под руководством академика А.В.Пейве. он пришел к заключению, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т.е. с разной скоростью. Поэтому следует признать большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее.

Тектоническая расслоенность литосферы в последующем была подтверждена при изучении тектонических покровов, распределения гипоцентров землетрясений, реологической стратификации литосферы. На рис.2 приведен профиль обобщенной прочности континентальной литосферы из работы В.Е.Хаина и Л.И.Лобковского (1990). На нем точечной линией изображено сопротивление среды хрупкому разрушению, отвечающей обобщенной прочности верхнего слоя коры (I), «холодной» части нижней коры (II) и квазижесткой части подкоровой мантии (III). Обращает внимание нижная часть нижней коры (II’) представляющая коровой астенослой, проявляющая вязкопластиеские свойства, и нижняя квазивязкая часть (III’) подкоровой мантии, постепенно переходящая в астеносферу.

Движение Восточноевропейско-Туранской, Кахастанской и Африканской литосферных плит в палеозое, определивших крупный микрорисунок тектонического строения рассматриваемой территории, происходила по астеносферному слою, т.е. на уровне нижней подкоровой (верхнемантийной) системы. Поэтому на палеограницах этих крупных палеолитосферных плит мы находим следы спрединга, субдукции и коллизии. Что касается микроплит Северо-Устюртской, Карабогазской, Каракумской и других, то они образовались вследствие внутриконтинентального рифтинга, проиходившего на уровне внутрикорового астенослоя.

По результатам сейсмопрофилирования методом отраженных волн известно, что разломы в кристаллическом фундамента Украинского щита систематически изменяют наклон от крутых у земной поверхности через средние (30-35%) на глубинах от 2 до 5 км до пологих и почти горизонтальных на уровне корового волновода. Описывая строение Днепровско-Донецкой впадины, Припятско-Репетского линеамента, многие тектонисты (Р.Г.Гарецкий, Р.Ю.Айзберг, В.И.Паталаха и др.) особо подчеркивают листрическую их форму, когда крутые ограничивающие рифтовую систему разломы выполаживаются до горизонтального на уровне верхнего корового астенослоя.

Трудами многих тектонистов, детально изучивших тектоническую расслоенность литосферы на Евразийском и Северо Американском континентах, доказано, что земная кора и верхняя мантия оказываются нарушенными не только вертикальными и наклонными, но и субгоризонтальными зонами контрастных тектонических движений астенослоя и астенолинзами, разделяющими более прочные пластины и блоки с различным стилем деформации.

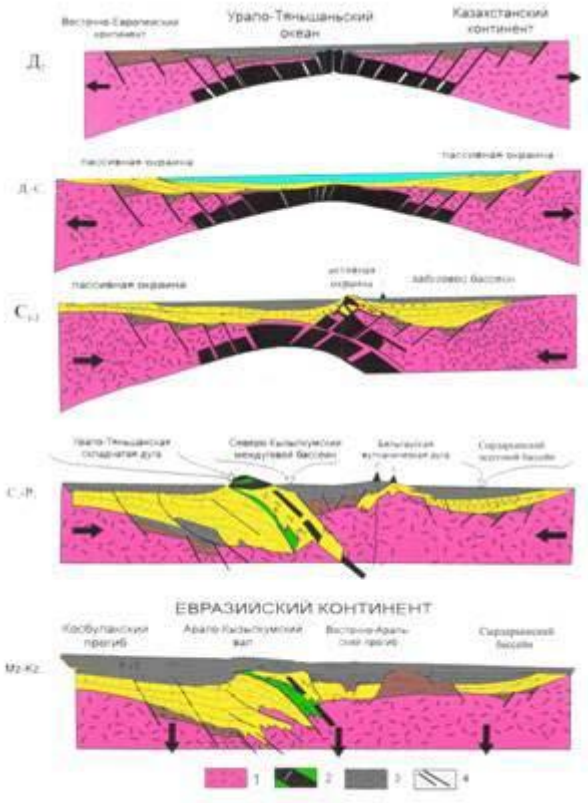


Рис.2. Геодинамическая эволюция Урало-Тяньшанского палеоокеана (Г.Жолтаев, 1992 г.)
1 - древний фундамент, 2 - океаническая кора, 3 - осадочные отложения, 4 - разломы

Исходя из вышеизложенного, можно полагать, что и формирование литосферы рассматриваемой территории обусловлено тектоническими движениями двух

различных масштабов, происходившими на различных уровнях: глобальными – на уровне астеносферы и региональными – на уровне корового астенослоя.

В региональном плане вся рассматриваемая территория располагается в пределах палеозойского возраста литосферной плиты, которую можно назвать Восточноевропейско-Туранской (Г.Ж.Жолтаев, 1998). Она занимает значительную часть Евразийского континента и испытала сложное развитие. Внутри плиты существовало несколько рифтогенных зон. В частности, Южно-Эмбинское поднятие, которое принималось некоторыми исследователями как зона субдукции, является результатом инверсии внутриконтинентального рифта позднедевонско-турнейского возраста. Формиование этой рифтовой системы происходило на уровне верхнего астенослоя, и она не развивалась в океаническом режиме.

Восточноевропейско - Туранская литосферная плита ограничивалась на востоке Урало-Тянь-Шаньским палеокеаном, существование которого теперь не вызывает ни у кого из геологов сомнений (рис. 2). В формировании и развитии океана выделяются три цикла, последний из которых начинается в девоне. Он достаточно полно обоснован фактическими данными по результатам изучения на обнажениях, в разрезах скважин и по геофизическими материалам.

Девонского возраста офиолиты, изученные в шарьяжных пластинах, четко фиксируют зону субдукции Восточноевропейско-Туранской плиты под Казахстанскую плиту. Пиллаулавы параллельные дайки девонского возраста широко известны на Южном Урале и в Берчогурской синклинали.

На юге Восточноевропейско-Туранская плита в палеозое ограничивалась океаном Палеотетис, который достаточно полно изучен и широко известен в литературе. Эти два палеозойского возраста палеоокеана – Урало-Тянь-Шаньский и Палеотетис– ограничивали древнюю Восточноевропейско-Туранскую литосферную литосферную плиту на уровне астеносферного слоя Земли. В этих границах на различных этапах развития присходило образование внутриконтитентальных рифтов на уровне верхнего астенослоя, разделявших южную и юго-восточную части древней литосферной плиты на отдельные блоки различной величины. Этими блоками являлись Северо-Устюртский, Карабогазский, кумсешбенский, Каракумский, Среднекаспийский, Украинский с его погребенным восточными продолжением на Ставропольском поднятии и восточнее продолжением на Ставропольском поднятии и восточнее его в сторону Каспийского моря. Разделяющие их узкие зоны, дислоцированного палеозоя является не чем иным, как внутриконтинентальными рифтами, формировавшимися в позднем девоне и турне (Южно-Эмбинский под влиянием Урало-Тянь-Шаньского океана и Днепровско-Донецкий под влиянием Палеотетиса), в карбоне – ранней перми (Карпинский и Бозашинский), в перми и раннем триасе (Мангышлакский) под влиянием Палеотетиса.

В поздней перми и раннем триасе в связи с образованием нового океана южная часть региона испытала растяжение, и как следствие этого формировались многочисленные грабены параллельно простиранию Мезотетиса. Одной из крупных структур растяжения этого времени бяла Мангышлакская система. Внутриконтинентальный рифтогенез продолжается до средней юры с перерывами. В средне – и позднеюрское время практически вся южная часть рассматриваемой территории испытывает значительное опускание, образуя внутриконтинентальные и надрифтовые седиментационные бассейны, которые соединялись с Мезотетисом через Предкавказско-Мангышлакский и Амударьинский проливы. В течение мелового периода по северной периферии происходит закрытие Мезотетиса и столкновение Евразийской плиты с

Африкано-Аравийской вследствие чего формируются Кавказская и Копетдагская системы складчатостей и Южно-Каспийский осадочный бассейн.

В течение девона и карбона вся восточная часть Восточно-Европейской плиты, включая Северо-Устюртскую плиту, представляла пассивную, западную в современных координатах, континентальную окраину палеоокеана с характерным условием осадконакопления и характерными изменениями толщины осадков и фауны. Начиная с позднего девона вследствие образования Южно-Эмбинского внутриконтинентального рифта, отколовшего Северный Устюрт от Восточно-Европейской плиты, более подвижная, более активная тектоническая обстановка Северо-Устюртского микроконтинента, несомненно, отразилась в характере и полноте разрезов палеозоя на различных его частях. В этот период геодинамическая обстановка пассивной континентальной окраины существовала и на восточном, в современных координатах, борту Казахстанской плиты, охватывающей территорию Торгайского и Сырдарьинского бассейнов.

На фоне общего разрастания дна океана происходили активные тектонические движения по палеотрансформным разломам, которые картируются сейсмикой как на Северном Устюрте, так и на Сырдарьинской впадине. Столкновение Урало-Тобольской микроплиты с Казахстанской привело к закрытию восточной ветви Уральского океана значительно раньше, чем западной, и образованию Денисовской зоны офиолитов, надвинутой впоследствии на западный борт Торгайского бассейна.

Следствием столкновения явилось изменение условий осадконакопления, смена фации пассивных окраин вверх по разрезу орогеннои с преобладанием терригенных осадков с конгломератами, состоящими из галек эффузивов и известняков девона и нижнего карбона, и активным проявлением вулканизма с образованием Валериановской, Бельтауской и Кураминской вулканических дуг в среднем и позднем карбоне и перми. Осадконакопление происходило в условиях задуговых бассейнов с постепенным сокращением, по мере на Северном и Южном Торгае и Сырдарье накопления осадков, площади водного пространства.

Смена растяжения - этапа спрединга на сжатие в рассматриваемом участке палеоокеана -Южный Урал - Султануиздаг - Тянь-Шань происходило в конце девона и в раннем карбоне. Она сопровождалась формированием островных дуг и резкой сменой геодинамических условий осадконакопления. В это время, вероятно, Уральские и Султануиздагские островные дуги объединились в одну складчатую систему, дугообразно развернутую на восток. В конце раннего карбона терригенный комплекс зилаирской (изембетской) серии на Южном Урале и казансайской серии на Султануиздаге с аллохонтовым пластинами сакмарской (кокпектинской) на Южном Урале и каратауской на Султануиздаге были надвинуты на запад на край Восточно-Европейской плиты (Северо-Устюрской микроплиты), образуя современную картину соотношения.

К концу палеозоя вследствие столкновения двух литосферных плит Урало-Тянь-Шаньский палеоокеан перестал существовать и на его месте образовалась одноименная складчатая система, состоящая из островной складчатой и вулканической дуг на краю надвигавшейся Казахстанской плиты. Окончательно формируются осадочные бассейны со сложными соотношениями между собой и со смежными структурными элементами литосферных плит. Можно выделить три типа бассейнов, образовавшихся в совершенно различных геодинамических условиях. Краевой Северо-Устюрский бассейн, в пределах одноименного блока Восточно-Европейской плиты, развивался в девоне и карбоне в режиме пассивной континентальной окраины Уральского океана, в конце карбона и в начале перми на восточный борт этого бассейна была надвинута Арало-Кызылкумская

складчатая дуга, а в поздней перми и в начале триаса он являлся ареной накопления преимущественно красноцветных терригенных осадков, сносимых со складчатых систем и с Казахстанской плиты, занимавшей гипсометрически приподнятое положение. С триаса начинается новый этап развития бассейна уже в составе Евразиатской молодой литосферной плиты, на развитие которого значительное влияние оказывали тектонические движения, происходившие со стороны Мезотетиса. В современных структурных планах мезозоя и кайнозоя в пределах Северо-Устюрского палеозойского краевого бассейна выделяются Кашкаратинский, Косбулакский и Барсакельмесский прогибы и Кассарминское подняти. Прогибы характеризуется со значительными толщинами - 4000-5000 м осадочного накопления, преимущественно прибрежно-морского и морского происхождения, округлой формой и большими размерами по сравнению с одновозрастными прогибами, образовавшимися в пределах Казахстанской палеозойской плиты.

На западном склоне Казахстанской плиты, развивавшейся в девоне и раннем карбоне в режиме пассивной континентальной окраины, к концу палеозоя формируются задуговые Сырдарьинский и Торгайский бассейны. Для них характерно то, что карбонаты девона и нижнего карбона, образовавшиеся в условиях открытого шельфа, вверх по разрезу сменяются терригенными и вулканогенно-терригенными осадками верхнего палеозоя -этапа сближения и столкновения двух плит. Эти две части разреза соответствуют двум важным геодинамическим условиям, которые сменили друг друга в течение палеозоя. Поэтому при изучении и оценке перспектив нефтегазоносности задуговых бассейнов эти особенности развития необходимо учитывать должным образом. В мезозое и кайнозое в пределах задуговых бассейнов образуются грабены. По некоторым разломам, их ограничивающим, происходили излияния базальтов. В грабенах происходило лавинное осадконакопление со скоростью в среднем 140 метров в миллионы лет и, как правило, к концу юры они соединялись в единый осадочный бассейн, как Южно-Торгайский. В пределах подобных бассейнов именно грабен-синклинали служат автономными очагами генерации углеводородов.

Между Арало-Кызылкумской складчатой и Валериановско-Бельтау-Кураминской вулканической дугами формировался к концу палеозоя междуговой Северо-Кызылкумский бассейн, заполненный эффузивно-терригенными образованиями. На уровне мезо-кайнозоя этот бассейн охватывает Восточно-Аральский и Таджиказганский прогибы, которые, в свою очередь, объединяют несколько грабен-синклиналей, заполненных триас-юрскими образованиями, подобно Южно-Торгайской.

ГЕОДИНАМИКА И РУДОНОСНОСТЬ КЕНДЫКТАС-ЗАИЛИЙСКОГО РЕГИОНА

Жунусов А.А., Аршамов Я.К.

Казахский национальный технический университет имени К.И.Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан
(zhunussov44@mail.ru)

Кендыктас-Заилийский регион представляет докембрийско-каледонский микроконтинет, активизированный в герцинский геодинамический цикл [1].

Изучаемый регион отличается несколькими этапами геодинамического развития с характерными для них рудными специализациями. Выделяются раннекаледонский, позднекаледонский, раннегерцинский и позднегерцинский этапы. Раннекаледонский геодинамический эпат ознаменовался развитием венд-раннекембрийских авлокогенных прогибов, выполненных нижнесреднекембрийскими карбонатно-терригенно-сланцевыми флишевыми толщами со слабым ванадий-барий-железо-марганцевым оруденением стратиформного типа и субширотными рифтовыми зонами в осевой части восточной половины Заилийского мегантиклинория (Сарытауский рифт). Сарытауский рифт по своему строению и генетической природе являются юго-восточной ветвью Чу-Илийской рифтовой зоны большой протяженности, имеющей внутриконтинентальную природу и возникшей на докембрийской континентальной коре вдоль глубинной системы разломов северо-западной ориентировки на стыке докембрийских структур, одни из которых (западные, юго-западные сегменты от Чу-Илийского глубинной зоны) воздымались, а другие (восточные, северо-восточные и северные) погружались, перекрываясь раннекаледонскими отложениями. Сарытауская офиолитовая ассоциация сопровождается слабым медно-никелевым оруденением колчеданного семейства проявленными в виде минерализованных зон, стратиформных залежей в толеитбазальтовой толще.

Позднекаледонский геодинамический цикл проявился так же, как раннекаледонский. На континентальной коре развивались осадочные линейные прогибы и более резкие рифтовые зоны с признаками базальтового вулканизма. При этом некоторые осадочные прогибы продолжили развиваться на раннекаледонских осадочных структурах, как бы наращивая и развивая последние на позднекаледонском этапе.

Таким образом, позднекаледонский этап характеризуется активизацией внутриконтинентальных удаленно-тыловых осадочных, авлокогенных прогибов, реже рифтовых структур, в виде шелевидных трогов и корытообразных впадин с осадочно-вулканическим андезитбазальтовым заполнением. Андезитбазальтовый вулканизм и комагматичный габбро-диоритовый магматизм проявлен локально и в слабой форме.

По рудной специализации выделяются три типа позднекаледонских структур. Первый богутинский-торайгырский тип структур представлен типичной флишовой формацией карбонатно-кремнисто-терригенно-сланцевого типа, развитого в г. Улкен-Богуты, Торайгыр, на северных склонах Кунгей Алатау и не сопровождающийся оруденением стратиформного и вулканогенно-гидротермально-осадочных типов.

Второй центральнокастекский тип также сложен флишевой карбонатно-кремнисто-терригенно-сланцевой формацией. Но здесь в разрезе осадочных пород развиты андезитовые и базальтовые порфириты форме лав, туфов и субвулканических тел. Иногда фиксируются дациты и риолиты. Можно предполагать развитие последовательно диференцированной базальт-андезит-дацито-

риолитовой формации в разрезе осадочно-терригенной толщи. Для данного типа структур характерны колчеданные свинцово-цинковые и барит-полиметаллические руды, образующие субсогласные рудные пласты и залежи, метасоматические тела (Кастекская группа месторождений) с невысокими содержаниями металлов (свинец, цинк, медь).

Третий южно-кендыктасский тип сложен андезитбазальт-кремнисто-терригенно-карбонатно-сланцевой формацией нижнего-среднего ордовика, возможно, среднего-верхнего ордовика. Возможно, два уровня осадконакопления проявлены совместно в едином осадочном бассейне. Южно-Кендыктасский осадочный бассейн (впадина) близко по структурно-геодинамической позиции к Степняковскому. Отличие выражается в более слабом развитии в Южно-Кендыктасской структуре андезито-базальтового вулканизма, особенно его комагматичной габбро-диоритовой части. Описываемый тип позднекаледонских структур вмещает золотое орудение син- и эпигенетического типа. Здесь широко развито эпигенетическое гидротермально-метасоматическое золотооруденение в минерализованных трещинно-разрывных зонах в контакте с дайками и штоками габбро-диоритового состава. Не исключается и возможность развития полиметаллического оруденения центральнокастекского типа, но наибольший интерес представляет гидротермально-метасоматическое оруденение золото-кварцевой формации. Пока в этом районе неизвестны крупные месторождения степнякского типа, но перспективы их выявления имеются, в полях габбро-диоритовых и гранит- и граносиенит-порфировых даек и в участках крупных разломных структур. Характерной спецификой Кендыктас-Заилийского региона, так же как и всего Срединного Тянь-Шаня и Кокшетау-Улытауского сегмента земной коры, является широкое развитие верхнеордовикско-раннедевонских гранитоидов в виде крупных мезоабиссальных плутонов автохтонной природы, сложенных кварцеводиорит-гранодиорит–гранитным парагенезисом с крупными полевошпатовыми порфиробластами [2]. Эти порфиробластические диориты–гранодиориты слагают центральные части антиклинорных структур (Кендыктасский, Заилийский, Кунгей-Алатауский, Кастекский, Торайгырской, Баянкольской антиклинорий), как правило, являются безрудными и металлогенически неперспективными, лишь участками несут наложенное слабое золотооруденение в кварцевых жилах и окварцованных породах. Верхнедевонские аляскиты и субщелочные аляскиты в виде глубоко эродированных плутонов, представленных средними и корневыми срезами, несут очень слабую редкоземельную минерализацию и неперспективны на крупномасштабное редкоземельно-редкометальное оруденение. Подобные аляскиты фиксируется в Кендыктасском антиклинории (Жадринский комплекс), Кастекском горсте (центрально-кастекский комплекс).

Уникальной особенностью Северного Тянь-Шаня является широкое развитие щелочных гранитов в виде талгаро-каскеленского комплекса в осевой области Заилийского горст-антиклинория. Щелочные граниты представлены гастингсит-арфведсонит-катафоритовыми типами мезоабиссальной толщи. Щелочные граниты слагают протяженные трещинные интрузивные тела в форме крутонаклонных пластовидных и валообразных интрузивов. В Заилийском горстантиклинории выделены три узкие протяженные полосы щелочных гранитов. В слабоэрозионных прикупольных участках (Талгарский, Каскеленский) массивов щелочных гранитов выявлены редкоземельные рудопроявления с молибденом, вольфрамом, цирконием, ниобием. Однако промышленные редкометально-редкоземельная минерализация отсутствует в силу глубокой эродированности интрузивных тел. Известно, что щелочные граниты подобного типа нигде в мире не сопровождаются крупными месторождениями редких земель и редких металлов. Наибольший интерес с позиции позднекаледонской металлогении представляет верхнедевонские калиево-плюмазитовые мусковитсодержащие

лейкограниты улькен-богутинского типа, развитые на северо-востоке хр. Заилийского Алатау в г. Улькен-Богуты. С этими лейкогранитами генетически связано крупные вольфрамовое месторождение (Богуты) кварцево-жильно-грейзенового типа, локализованное в кровле и восточной прикровлевой зоне гребневидного тела в терригенно-песчанико-сланцевой раме. Кроме основного полезного компонента вольфрама в рудах месторождения имеются молибден, бериллий и редкие земли (легкие лантаноиды). В г. Улькен-Богуты, хр. Торайгыр, северных склонах Кунгей Алатау в полях развития терригенно-сланцевой формации ордовика и силура в связи с дайками и штоками мусковитсодержащих лейкогранитов улькен-богутинского типа возможно выявление редкометальных обьектов. Вторым районом промышленного редкометально-редкоземельного оруденения является Баянколский район, где в связи с дайкообразным телом калиево-плюмозитовых мусковитовых лейкогранитов-аляскиов проявилось редкоземельное оруденение с оловом, молибденом, цирконием, ниобием. Здесь оруденение генетически ассоциирует с калиево-плюмазитовыми лейкогранитами и аляскитами верхнедевонского возраста. В Карагайлы-Актасе наряду с кварцево-жильно-грейзеновыми образованиями развиты альбитовые метасоматиты и апограниты. В этом районе возможно апокарбонатные редкометально-редкоземельные объекты, как в Кокшетаускомм массиве.

К позднекаледонскому металлогеническому комплексу принадлежит Шатыркольский золото-медно-порфировый тип, известный только в северо-западной осевой части Кендыктаского антиклинория.

Шатыркольский тип золото-медно-порфирового оруденения фиксируется в удаленной тыловой области девонского вулканического пояса, где проявлены мезоабиссальные типы руд в виде корневых зон медно-порфировых систем. В этой связи тыловые части перспективны на месторождения шатыркольского типа. Перспективными являются северо-восточные, западные и юго-западные тыловые обрамления девонского вулканического пояса на месторождениях шатыркольского золото-медно-порфирового типа. Наибольший интерес представляют крупные зоны разломов и их пересечения в гранитоидных массивах, которые в этих районах широко развиты. Относительно Кендыктас-Заилийского региона оруденение шатыркольского типа прогназируется в северо-западном окончании и продолжении Кендыктасского антиклинория в его погруженной части.

Геодинамика герцинского этапа отличается заложением девонского вулканического пояса, аналогичный проявленным тектоно-магматическим процессам в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса.

Металлогения раннегерцинского геодинамического цикла проявлена весьма ограничено. Только в восточной части хр. Заилийского Алатау известен верхнедевоно-нижнекаменоугольный стратоуровень с колчеданно-полиметаллическими рудами атасуйского типа. Вдоль субширотной рифтовой зоны выявлены месторождения Туюк, Темирлик, Коморчи со стратиформными и наложенными гидротермально-метасоматическим оруденением свинца, цинка, бария [3].

Позднегерцинская (верхнепалеозойская) металлогения в Кендыктас-Заилийском регионе проявлена в слабой форме в тектоно-магматических активизационных структурах на докембрийско-каледонской континентальной коре.

Одной из активизационных структур является Кетменская верхнепалеозойская вулканическая впадина, южные и северо-восточные бортовые зоны которой обнажены в г.Кетмень. Здесь известны небольшие золотопроявления вулканогенно-гидротермально-метасоматического типа, связанные с субвулканическими малыми интрузиями и дайковыми полями гранитов, граносиенитов и риолит-порфиров. Подобные рудопроявления золота фиксируются в южной прибортовой полосе Бала-Богутинской вулканической структуры.

В Жамантинском вулканическом синклинории в центре Кастекского хребта на

каледонском фундаменте развита постгерцинский (раннемезозойский) магматизм в форме трещинных, крутопадающих пластовых и дайкообразных интрузий эссексит-монцонит-сиенитовой и крупнопорфировой щелочносиенитовой формаций практически нерудоносных, но представляющих интерес как строительно-облицовочное сырьё, особенно уникальны гигантопорфировые красивые сиениты, тонкозернистые диабазовые эссекситы, монцониты.

К югу от Заилийского антиклинория в пределах Кунгей Алатау (южные склоны) и Терскей Алатау (северные склоны) выявлены такие формации, как эпилейцит-порфировая, гигантопорфировая щелочносиенитовая, щелочнобазальтовая, металлогения которых изучена слабо.

В центре Кастекского хребта в ее водораздельной части установлен трубка Радченко, сложенная базальтовыми порфиритами с глубинными включениями оливин-пироксен-гранатовых перидотитов и лерцолитов включающими кристаллы диопсида, не исключается наличие высокобарических минералов. Возраст трубки палеогеновый.

Из нерудного сырья наибольший интерес представляет флюоритовое месторождение Таскайнар в северо-восточной Жамантинской вулканической структуры в разрезе карбонатно-доломитовой формации раннегерцинского возраста. Известны многочисленные проявления углей, строительных и облицовочных материалов, мраморов, песчано-гравийного сырья. В Юго-восточной части Кендыктасского антиклинория известны урановые минерализации.

Литература

1. *Абдулин А.А., Авдеев А.В., Паталаха Е.И.* Магматизм Казахстана с позиций современных геотектонических концепций. В кн.: Проблемы петрологии. М. Наука, 1976, С. 18-35.
2. Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500000. Серия Южно-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981, 248 с.
3. *Мазуров А.К.* Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана. автореф. докт. геол.-мин. наук. – Кокшетау-Томск: КГиОН РК, ТПУ, 2003. – 50 с.

ЧЕРТЫ СИСТЕМНОСТИ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ УСТРОЙСТВЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Жуланова И.Л., Тибилов И.В.

СПбГУ, г. Санкт-Петербург, (itibilov@yandex.ru)

Северо-Восток Азии – сложно устроенный треугольный геоблок, интересный своей позицией в общепланетарной тектонической структуре: его основание причленяется к Сибирской платформе, а боковые стороны сопряжены с океанами: Тихим – через широкую транзиталь (границу активного типа) и Северным Ледовитым, пассивная окраина которого "взломана" Охотско-Ленской сейсмической зоной.

При районировании по возрасту складчатости самым жизнеспособным оказалось выделение здесь двух единиц I порядка: мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области (ВЧСО) и кайнозойской – Корякско-Камчатской (ККСО), в каждой из которых различается нисходящий ряд иерархически соподчинённых таксонов (складчатые системы, зоны и т.д.). Структуры ВЧСО ориентированы в целом на северо-запад (грубо параллельно краю платформы), ККСО – на северо-восток (вдоль тихоокеанского побережья), что создает эффект торцового сочленения мезозоид и кайнозоид – яркой, но до сих пор однозначно не истолкованной особенности региональной тектоники.

В рамках наиболее популярной сегодня методологии – геодинамического (плитотектонического) анализа, на Северо-Востоке выделяются "орогенные пояса нового типа": коллизионные, аккреционные, аккреционно-коллизионные. По рангу они соответствуют, чаще всего, единицам II порядка классической схемы – складчатым системам. Но их внутреннее строение трактуется как коллаж – результат случайного совмещения разнородных и разноранговых террейнов близ жестких барьеров: в мезозоидах – у края "Сибирского кратона", в кайнозоидах – у активной окраины мезозойского "Верхояно-Чукотского континента". Сами террейны классифицируются в актуалистическом ключе: как фрагменты ископаемых аналогов современных геодинамических обстановок (островодужных, рифтовых и т.д.) [1].

При любых подходах к интерпретации структуры и истории развития Северо-Востока особое внимание уделяется известным в ВЧСО дорифейским кристаллическим комплексам (гранулитовая, реже амфиболитовая фации ареального типа). Их присутствие объясняется по-разному, но все трактовки роднит дедуктивность – приоритет общих представлений перед данными о собственно дорифейской геологии. Сущностно различаются три концепции (по мере появления): 1) о заложении рифей-фанерозойских подвижных поясов (геосинклиналей) на раздробленном древнем кратоне; 2) о непрерывном направленном разрастании, начиная с архея, "ядер роста" континентальной коры (геоантиклинальных поднятий); 3) о чужеродности дорифейских блоков (террейнов) своему нынешнему окружению.

Сравнительный анализ самих дорифейских комплексов, вскрытых в разнотипных структурных зонах региона, раскрывает их природу и роль много определённее. На этом пути выясняется, что кристаллическому докембрию ВЧСО свойственна крупномасштабная латеральная неоднородность, отражающая гнейсово-купольный стиль его тектоники и коррелирующаяся с устройством рифей-фанерозойского этажа [2].

Системообразующей ячейкой континентальной литосферы рассматриваемого геоблока служит тектонопара "гнейсовый купол – прогиб". В ретроспективе купола выступают как былые центры эндогенного петрогенезиса, обусловленного притоком ювенильного флюида. В их недрах активно протекали сиалеобразующие процессы: гранитизация, анатексис, объемное плавление, а в

приповерхностных зонах – низкотемпературный метасоматоз. Прогибы же – это терминалы, где шло накопление продуктов эрозии поднятий, растущих над куполами, и избыточных компонентов, выносимых флюидом из глубинных частей куполов.

В термодинамическом отношении купола – это неравновесные диссипативные системы, самоорганизующиеся за счет поглощения энергии извне; фактор внутренней организации прогибов – стремление к равновесию в согласии со вторым началом термодинамики [3].

Большие массы новообразованного сиаля порождали гравитационную и ротационную неустойчивость соответствующих сегментов литосферы и как следствие – их раскалывание по геометрически правильной системе: тройные точки, радиальные и дуговые (кольцевые) разломы. Такой процесс знаменовал качественно новую – деструктивную – стадию тектогенеза, которая в ВЧСО датируется предпозднерифейским временем.

В дорифейской предыстории ВЧСО распознаются три генерации куполов (две раннеархейские и раннепротерозойская). Купола третьей генерации – тектонически наиболее активные глубинные структуры: их влияние ощущается вплоть до новейшего времени. Они особенно характерны для Чукотской складчатой системы, где образуют основание многочисленных унаследованных поднятий, сопряженных с проградационными прогибами, осадконакопление в которых продолжалось с конца позднего протерозоя до неокома (система тектонопар, гомологичных дорифейским) [4].

Участие раннепротерозойских гнейсовых куполов в мезозойском тектогенезе проливает свет на причину отличия Чукотской складчатой системы от Яно-Колымской (гораздо более ранняя инверсия, широкое распространение параавтохтонных гранитоидов, интенсивный зональный метаморфизм отложений верхнего структурного этажа). В Яно-Колымской системе все три генерации дорифейских куполов телескопированы и образуют "жесткую основу" Охотского и Омолонского массивов, самостоятельное развитие которых завершилось уже к концу среднего палеозоя.

Особенно важен тот факт, что в современной структуре Северо-Востока выходы дорифейских гнейсово-купольных структур занимают вполне определённую позицию: 1) они сосредоточены на южной (притихоокеанской) окраине мезозоид; 2) закономерно чередуются в пространстве с соизмеримыми по ширине фанерозойскими прогибами; 3) конформно вписаны в генеральный структурный план мезозоид. В целом их размещение аппроксимируется дугой северо-восточного простирания – наклонённым под континент глубинным разломом (каналом дренирования мантии). Этот разлом в широком смысле может классифицироваться как древнейший гомолог зоны Беньофа, в висячем крыле которого и формировались цепочки гнейсовых куполов – через определённый шаг, ортогонально к генеральной дуге. Иными словами, это означает, что кажущееся торцовым сочленение мезозоид и кайнозоид составляет специфический элемент западно-тихоокеанской транзитали как целостной геодинамической системы.

Обособление Северо-Востока Азии в качестве автономного геоблока уходит, таким образом, в глубокий докембрий (рисунок). Постоянно сохранявшимся влиянием возникшей тогда активной границы хорошо объясняется современная тектоническая асимметрия региона: "высокое стояние" притихоокеанского края ВЧСО и её общий плавный наклон в сторону Арктики. Заложение кайнозоид, судя по возрасту первых формаций деструктивного типа – зеленосланцевых комплексов ККСО, происходило в конце рифея – раннем палеозое, также в сфере влияния "раннедокембрийской зоны Беньофа". Окончательное же оформление наблюдаемого устройства территории: раздвижение Охотоморской котловины, возникновение зоны Беньофа *s. stricto*, Курило-Камчатской дуги над ней и

Охотско-Ленской сейсмической зоны связано с новейшей тектоникой.

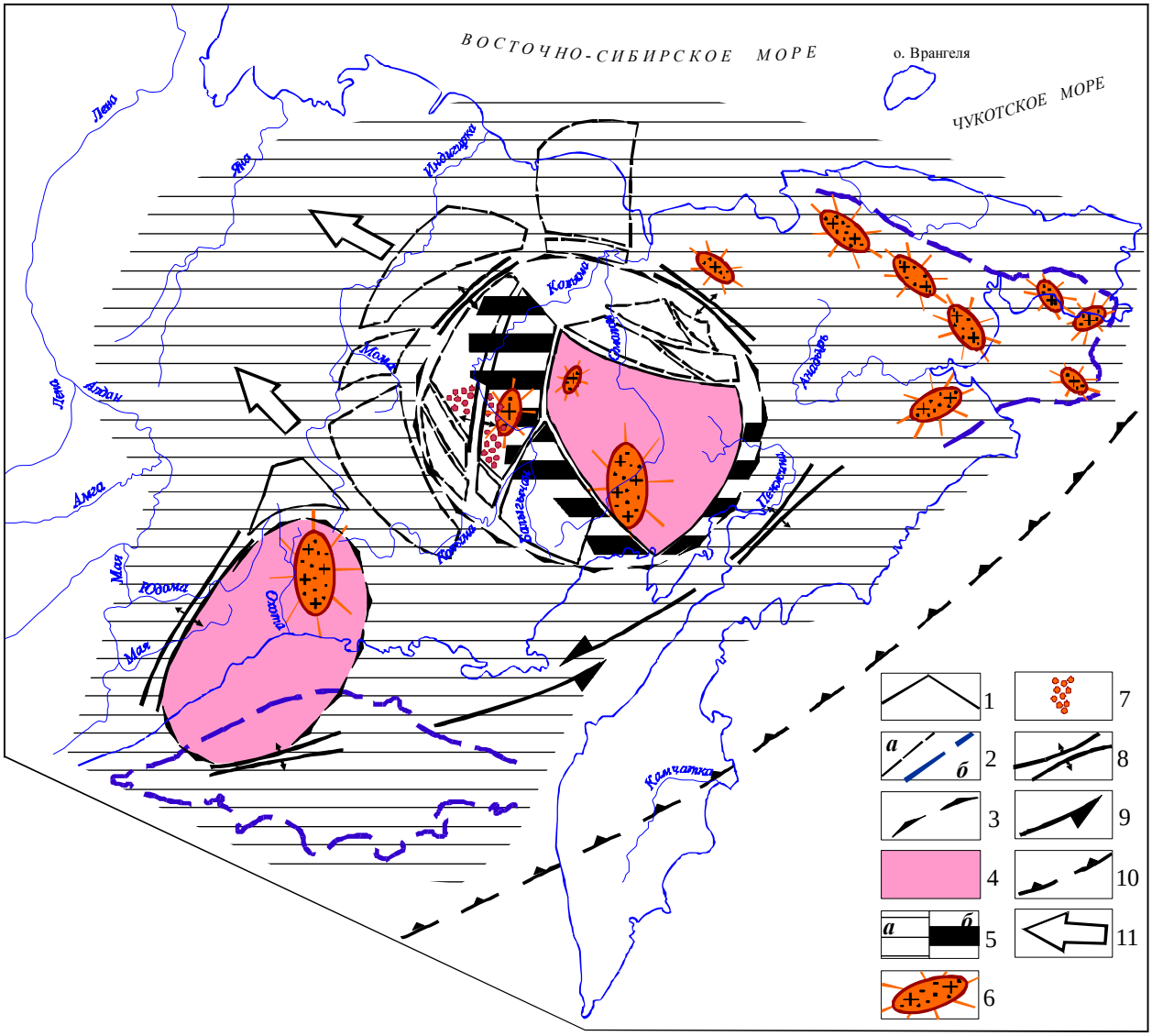


Рисунок. Схема реконструкции тектонического строения Северо-Востока Азии на предпозднерифейское время
[Жуланова, 1990, с дополнениями]

1-3 - границы: 1 - дорифейских блоков неперемещенных, 2 - элементов, испытавших перемещение (а - до рифейских блоков, б - предполагаемое положение границы современной суши); 3 - архейских мигматит-гнейсовых сводов (преимущественно плагиогранитизированный ауланджинский, частично - чарнокитизированный омолонский, плагиогранитизированный екатериний); 4 - область проявления интенсивной архейской плагиогранитизации; 5 - область распространения екатерининия (а - негранитизированного, б - плагиогранитизированного); 6 - ядра раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов; 7 - ареалы раннепалеозойского зонального метаморфизма; 8 - зоны позднерифейских раздвигов; 9 - зоны рифейско-фанерозойских сдвигов; 10 - предполагаемое положение архейского гомолога зоны Беньофа (внешней границы Пангеи-0); 11 - генеральное направление послерифейского смещения ("сползания") дальней периферии архейских сводов

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. *Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
3. *Руденко А.П.* Самоорганизация и синергетика // Синергетика. Тр. семинара. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 61–99.
4. *Тибилов И.В.* Особенности геологического развития Севера Чукотки с позиций термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.

АНАЛИЗ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS И МОДЕЛИ NUVEL

Завьялов С.П.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Введение

Цель данной работы – сравнение горизонтальных движений скоростей земной коры, полученных разными методами. Скорости, полученные прямыми измерениями GPS в различных пунктах наблюдения, взяты из [5]. С помощью данных геодинамической модели NUVEL [4] (координаты центров вращения рассматриваемых плит и их угловые скорости), рассчитываются скорости в точках, соответствующих пунктам GPS. После приведения исходных и рассчитанных скоростей к единой системе отсчета производится сопоставление и анализ полученных результатов.

Исходные данные

В качестве входных данных были использованы координаты точек с известными локальными скоростями GPS, которые приведены в локальной системе координат по трем компонентам: северная, восточная и вертикальная, направленная вверх в системе ITRF97 (International Terrestrial Reference Framena эпоху 1997 г.)

В нашей работе проводится расчет скоростей в локальной системе с применением данных геодинамической модели NUVEL. Всего имеется 4 варианта этой модели: NUVEL1 (DeMets et al.,1990), NUVEL1a [3], NNR-NUVEL1 [2], NNR-NUVEL1a [4]. В первых двух все параметры измеряются относительно Тихоокеанской плиты, в последних двух система отсчета фиксирована. Вычисления проводились по всем четырем вариантам, но наиболее схожие с GPS-данными результаты получились при использовании данных NNR-NUVEL1a (см. табл. 1).

В NUVEL приводятся все параметры плит, необходимые для вычисления локальной скорости по угловой, а именно: координаты полюсов вращения каждой плиты и их угловые скорости.

Таблица 1. Векторы вращения плит по модели NNR-NUVEL1a

Плита	φ (град)	λ (град)	ω(град/ млн лет)
Африканская	50.569	-73.978	0.2909
Антарктическая	62.986	244.264	0.2383
Аравийская	45.233	- 4.464	0.5455
Австралийская	33.852	33.175	0.6461
Карибская	25.014	266.989	0.2143
Кокос	24.487	244.242	1.5103
Евразийская	50.631	247.725	0.2337
Индийская	45.505	0.345	0.5453
Северо-Американская	-2.438	-85.895	0.2069
Наска	47.804	259.870	0.7432
Тихоокеанская	-63.045	107.325	0.6408
Южно-Американская	-25.325	235.570	0.1164
Филипинская	-38.011	-35.360	0.8997
Хуан де Фука	-30.054	58.870	0.6658
Ривериа	20.428	253.128	1.9781
Скотия	-25.273	261.234	-0.00041

Примечание: φ - долгота полюса вращения, λ - широта полюса вращения, ω - угловая скорость.

Методика работы

Для расчетов используем глобальную систему координат (x,y,z) (ось x направлена на восток, y – на север, z – вертикально вверх) и локальную систему координат. В алгебраическом (векторном) виде скорость данной точки $\boldsymbol{V}=(V_x,V_y,V_z)$ в глобальной системе координат можно найти по формуле [1]:

$$\begin{aligned}\boldsymbol{V}&=(\omega\boldsymbol{E})\times(R\boldsymbol{P})=\omega R(\boldsymbol{E}\times\boldsymbol{P})=\\&=\omega R(E_x,E_y,E_z)\times(P_x,P_y,P_z)=\\&=\omega R(E_yP_z-P_yE_z,E_zP_x-P_zE_x,E_xP_y-P_xE_y)\end{aligned}\qquad(1)$$

где R – радиус Земли (R = 6371 км), $\boldsymbol{P}$ – радиус-вектор данной точки, $\boldsymbol{E}$ – полюс вращения точки, × - векторное

произведение.

Таблица 2. Сопоставление скоростей GPS и NUVEL

Количество точек, где скорости Vn и Ve по NUVEL находятся в пределах ошибок соответствующих скоростей по GPS	18 (7.37%)
Количество точек, в которых скорости отличаются не более чем на 20%	85 (34.84%)
Количество точек, где вертикальные скорости по NUVEL находятся в пределах ошибок соответствующих скоростей по GPS	121 (49.59%)
Средняя процентная разница скоростей по GPS и NUVEL данным (Vgps – Vnuvel)	8.62% по Vn; -0.74% по Ve
Среднее угловое отклонение скоростей NUVEL от GPS-скоростей	3.38°
Средняя разница абсолютных величин скоростей NUVEL и GPS	2.68 мм/год
Среднее квадратичное отклонение GPS и NUVEL скоростей *Vn, Ve*	σ_n = 3.67мм/год, σ_e = 8.73мм/год

Теперь в зависимости от того, в пределах какой плиты находится та или иная точка (***P***), мы подставляем в эту формулу параметры вращения (в соответствии с таблицей 1). Существенно облегчает работу тот факт, что скорости по GPS-данным в работе [5] уже заранее сгруппированы по плитам.

В результате мы получаем значения скорости в глобальной системе координат. Для более наглядного и удобного сопоставления данных, а также для графического представления необходимо перейти от глобальной системы координат (x,y,z) к локальным координатам (n,e,d). Для этого преобразования введем трехмерную квадратную матрицу [1]:

$$T = \begin{vmatrix} T_{nx} & T_{ny} & T_{nz} \\ T_{ex} & T_{ey} & T_{ez} \\ T_{dx} & T_{dy} & T_{dz} \end{vmatrix}$$

где $T_{nx} = n \cdot x$, $T_{ey} = e \cdot y$, $T_{dz} = d \cdot z$ и т.д.

$$T_{nx} = -Sin\lambda Cos\varphi \quad T_{ny} = -Sin\lambda Sin\varphi \quad T_{nz} = Cos\lambda$$

$$T_{ex} = -Sin\varphi \quad T_{ey} = Cos\varphi \quad T_{ez} = 0$$

$$T_{dx} = -Cos\lambda Cos\varphi \quad T_{dy} = -Cos\lambda Sin\varphi \quad T_{dz} = -Sin\lambda$$

где λ – долгота, φ – широта.

Локальные компоненты скорости V_n, V_e, V_d определяются следующим образом:

$$\begin{aligned} V_n &= \boldsymbol{nV} = T_{nx}V_x + T_{ny}V_y + T_{nz}V_z \\ V_e &= \boldsymbol{eV} = T_{ex}V_x + T_{ey}V_y + T_{ez}V_z \\ V_d &= \boldsymbol{dV} = T_{dx}V_x + T_{dy}V_y + T_{dz}V_z \end{aligned} \qquad (2)$$

Результаты

Были рассчитаны модельные локальные скорости точек, соответствующих векторам скорости, полученным по данным GPS. Сравним полученные результаты (рис.1). Несмотря на то, что только 7% (18 из 244) рассчитанных скоростей попадают в пределы ошибок соответствующих скоростей GPS, в целом результаты двух методов близки.

По рисунку видно, что общие направления скоростей довольно хорошо сортируются по плитам и, более того, в большинстве точек наблюдения векторы скоростей, полученных разными методами, совпадают в разумных пределах. Статистические показатели сравнения двух наборов векторов скорости приведены в табл. 2.

Рассмотрим теперь результаты по континентам. Начнем с Северной Америки. В эту зону входят Североамериканская, Карибская плиты и плита Кокос. Среднее отклонение векторов скоростей здесь составило 7.47°. Стоит отметить скопление точек наблюдений на территории США, где хорошо прослеживается общая ориентированность их скоростей. Значительные отклонения наблюдаются на крайних западных точках. Вероятно, это объясняется тем, что они расположены на границах Северо-Американской и Тихоокеанской плит, где геологические условия менее стабильные, из-за высокой

динамической активности.

Наилучшее совпадение получились в регионе Южной Америки, где находятся две плиты – Наска и Южно-Американская плита. Среднее отклонение менее 1.8°. В Южной Америке располагается большая часть точек, в которых скорости, рассчитанные по геодинамической модели NUVEL, попадают в пределы ошибок скоростей, полученных измерениями GPS. Как видно, отклонения на других пунктах также относительно незначительны.

В западной Европе среднее отклонение скоростей также мало и составляет 1.83°. При этом ни в одной точке скорости NUVEL не попадают в пределы ошибок измерений GPS. Это связано с высокой точностью и узкими интервалами ошибок измерений GPS в Европейской сети. Значительные расхождения наблюдаются на точках в районе Норвегии, что может быть связано с горным рельефом этой страны, где могут происходить локальные тектонические процессы.

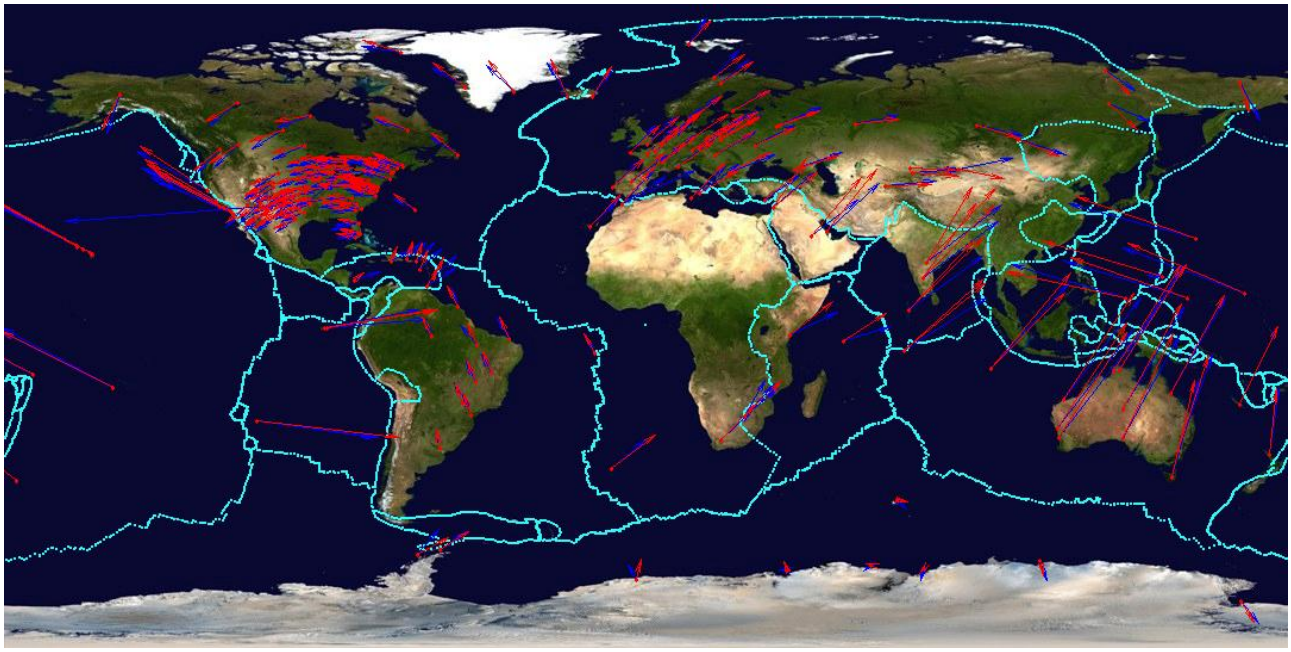


Рис. 1. Векторы линейных скоростей по GPS (синие) и NUVEL (красные) в точках наблюдения.

Среднее отклонение точек в пределах Австралийской плиты равно 2.4°, а в пределах Азии -3.55. Точка с наибольшим отклонением в Австралийской плите находится на западе рядом с границей плиты, что вполне логично, так как там наиболее активная динамическая обстановка. Скорости в других точках достаточно хорошо совпадают. Во многих пунктах наблюдения Азии расхождения достаточно велики, но при этом направления и закономерности расположения векторов скоростей схожи.

Сравнительно немного точек наблюдения в Африке, и расхождения приурочены в основном к граничным зонам. Среднее отклонение направлений составило -4.92°. Несовпадения на северной границе Африки объясняются расположениями точек наблюдения на коллизионном поясе Евразийской и Африканской плит. Также привлекают внимание значительные расхождения в отдельных точках в Индийском океане. Возможно, это связано с тем, что, в исходных данных [5], используемых в этой работе, эти точки наблюдения были отнесены к Африканской плите, (и соответственно при расчете скоростей NUVEL для них использовались параметры Африканской плиты). На самом

же деле они принадлежат соседней Сомалийской плите, которая сравнительно мала, и поэтому опущена в данной работе.

Выводы

Несмотря на то, что для подавляющего большинства рассмотренных точек скорости, полученные двумя способами, не совпали в пределах ошибок GPS измерений, в целом два рассмотренных нами метода дают близкие результаты. Грубых расхождений крупных блоков не наблюдалось. В большинстве рассмотренных нами регионов среднее угловое отклонение скоростей было незначительным. Следует помнить, что один метод включает в себя прямые измерения, другой же является исключительно расчетным, а потому расхождения неизбежны. Несомненно, в расчетных данных NUVEL также присутствуют неопределенности, которые трудно оценить. Значительные отклонения наблюдались в основном на границах тектонических плит (в зонах субдукции или коллизии). Обнаружены также отдельные локализованные точки с довольно большими расхождениями. Это может быть связано с неоднородностью среды и локальными тектоническими процессами в этих местах.

Заметим, что помимо того, что эти методы абсолютно являются разными и независимыми друг от друга, они соответствуют различным временным промежуткам. Так, с помощью технологий GPS скорости плит измерялись в течение лишь 15 последних лет. Геодинамическая модель NUVEL составлена в результате осреднения данных за 3 млн. лет. Это еще раз подтверждает устойчивость геодинамических процессов во времени и оправданность представления о движении литосферных плит, как движении твердых тел. Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод о том, что модель NUVEL и наблюдения GPS с достаточной точностью отражают кинематику плит, за исключение тех мест, где происходят современные тектонические процессы.

Литература

1. *Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. 1989. 427 с.
2. *Argus D.F., Gordon R.G.* No-net-rotation model of current plate velocities incoparing plate motion model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. 1991. Vol.18. P.2039-2042.
3. *De Mets C. Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol.101. P.425-478.
4. *De Mets C. Gordon R.G. , Argus D.F., Stein S.* Effect of recent revisions to the geomagnetic time scales on estimates of current plate motion // Geophys. Res. Lett., 1994. Vol.21. P.2191 – 2194.
5. *Sella G.F., Dixon T.H., Mao A.* REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy // J. Geoph. Res. 2002. Vol. 107.№ B4.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАНА И ИХ НЕФТЕГАЗАНОСНОСТЬ

Закиров В.В., Зайнуллин Р.И.

БашГУ, Уфа (adrenalinruslan@mail.ru)

Осадочные породы занимают почти 80 % общей площади суши (119 млн. км^2 из общей площади 149 млн. км^2) и примерно столько же – 76 % площади дна современного Мирового океана. Вместе с тем распределение мощностей и массы осадочных пород по площади весьма неравномерно. Максимальные мощности достигают 20 – 25 км и более, характерны для внутригорных впадин и предгорных окраин континентов. Практически отсутствует осадочный чехол только на щитах платформ (если исключить почвенный покров, который сам по себе тоже является осадочным образованием) и на срединно-океанических хребтах.

Среди осадочных пород наиболее распространены в стратисфере Земли (без учета эффузивов) глинистые породы – 51,12 %; далее следуют обломочные породы (реально – песчаники, так как другие типы обломочных пород – конгломераты и т.д. – встречаются в глобальном масштабе весьма ограничено) – 25,0 %. Примерно таково же количество карбонатных пород – 20,4 %. На кремнистые породы приходится 2,3 %, на гипсы, ангидриты, соли – 1,2 % общего объема осадочных отложений.

Общий объем осадочных отложений неогея достигает 1130 млн. км^3 (Ронов, 1993). Это составляет всего 11 % объема земной коры и 0,1 % общего объема всей Земли или 9 % массы коры и 0,05 % массы Земли.[2]

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция занимает восточную часть Русской платформы. Восточной границей этой провинции является Предуральский прогиб, выделяемый в качестве самостоятельной нефтегазоносной провинции. На западе и севере расположены центральные и северные районы Русской платформы.

Преобладающие геодинамические обстановки: внутриконтинентальных рифтов (средний – поздний рифей – раннний венд); надрифтовых депрессий (венд-кембрий); внутриконтинентальный рифтогенез (силур – девон); пассивная окраина Восточно-Европейского континента (девон – карбон – ранняя пермь); обдукция (поздний карбон – пермь); ороген столкновения пассивной окраины с девонской островной дугой (поздняя пермь – ранний мезозой); изостатического выравнивания и образования наложенных впадин в пределах орогена столкновения (мезозой – кайнозой).

Главной тектонической структурой Западного Приуралья является Предуральский краевой прогиб, выполненный молассовыми отложениями позднего палеозоя. По мнению многих исследователей, Приуральский прогиб – это последний регион в пределах Европейского континента, где ещё можно ожидать открытия крупных и гигантских месторождений углеводородов за счет освоения нижних (доверхнедевонских) горизонтов осадочного чехла. Современные оценки ресурсной базы этого региона базируются на геологических моделях его строения, созданных по результатам региональных и поисковых работ, выполненных, главным образом, в конце прошлого и начале нашего столетия, и нуждаются в пересмотре и обновлении на основании новых геолого-геофизических данных.

Осадочный чехол Волго-Уральской нефтегазоносной провинции состоит из двух структурных этажей: верхнепалеозойско-мезозойский, нижнепалеозойский, последний залегает на породах кристаллического фундамента архейско-нижнепротерозойского возраста, наиболее хорошо изученных в центральной и юго-

западной частях провинции. В северном, южном и восточном районах фундамент вскрыт единичными скважинами. Вскрытая мощность его обычно не превышает 10-15 м, в редких случаях достигая 40-60 м. Лишь глубокие параметрические скважины на Туймазинской и Ромашкинской площадях прошли около 2000 м по породам фундамента. [4]

На территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции промышленные залежи нефти и газа приурочены к додевонским, девонским, каменноугольным и пермским отложениям. В девонских отложениях сосредоточено 30% разведанных запасов нефти и 2% газа. В каменноугольных - 58% нефти и 80% газа и в пермских нефти 40%, и 90% газа. Терригенный, продуктивный комплекс девона принят в объеме от подошвы эйфельского или живетского ярусов до кровли кыновского горизонта. Продуктивны здесь шесть пластов песчаников (Д- V, Д-IV, Д-III, Д-II, Д-1 и Д-0), разделенных пачками глин и аргиллитов. Наиболее широко развиты пласты песчаников живетского яруса и нижнефранского подъяруса. Пласт Д-IV (воробьевский горизонт) распространен в центральной и южной частях Урало-Поволжья, пласт Д-5 (нижняя часть эйфельского яруса) на юге территории. Промышленная нефтеносность этих пластов установлена на большей части провинции.

Разведанность ресурсной базы углеводородов (УВ) ВУНГП приближается к 70%; в начальных суммарных ресурсах УВ преобладает нефть (71%); разведанность ресурсной базы УВ ПКНГП ~ 30%, в начальных суммарных ресурсах УВ преобладает газ (78%). В распределённом фонде недр ВУНГП сосредоточено почти 80% начальных суммарных ресурсов УВ, в т. ч. 95% разведанных запасов и около 65% ресурсов категорий C_3 +0; для ПКНГП эти параметры характеризуются соответственно следующими величинами: 57%, 99%, 40%. В УПР за период интенсивного лицензирования 1993-2007 гг. добыто 1289 млн. т. нефти. В 2007 г. в УПР разрабатывалось 881 нефтяное месторождение (в т. ч. 3 объекта в ПКНГП), на которых сосредоточено 93% текущих разведанных запасов; резерв составляли: 102 подготовленных к промышленному освоению месторождения, 162 разведываемых (4,5% разведанных запасов) и 210 законсервированных (2,5% разведанных запасов). Рост добычи обеспечивается главным образом за счёт интенсификации разработки старых месторождений. Объекты со степенью выработанности более 50% обеспечивают 70% текущей добычи нефти. [3]

Все известные месторождения в республике Башкортостан приурочены к осадочным коллекторам: терригенному - 36% (девонскому) и карбонатному - 31% (верхнедевонскому, нижнекаменноугольному) комплексам нефтесодержащих отложений.

Особую важность обломочные породы имеют в нефтяной и газовой промышленности, так как с ними связано более половины мировых запасов углеводородного сырья – они по разным подсчетам содержат от 52 до 65 % мировых запасе» углеводородов. В РБ к ним приурочено одно из крупнейших месторождений в стране – Арланское нефтяное месторождение. Расположено оно на крайнем северо-западе Башкортостана и частично – в Удмуртской республике. Его начальные геологические запасы составляют более миллиарда тонн, а площадь – более 100 в длину и до 30 км в ширину. Нефтеносными являются песчаники ТТНК, а также карбонатные отложения нижнего (турнейский ярус) и среднего (московский ярус) каменноугольного возраста.

Промышленная нефтеносность приурочена к ТТНК общей мощностью 35-105 м, представленной переслаиванием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов. Продуктивны также карбонатные отложения турнейского яруса и среднего карбона (верейский, каширский и подольский горизонты).

Нефти ТТНК тяжелые (плотность при давлении насыщения 0,875 г/см3), сернистые (до 3%), с низким выходом светлых фракций, парафинистые (до 3%), высоко-

смолистые. Нефти пластов практически идентичны

Плотность в пластовых условиях 0,869-0,904 г/см3 (в среднем 0,881), разгазированной – 0,882-0,907 г/см3 (в среднем 0,892). Давление насыщения 6,1-8,8 МПа (в среднем 8,1). Вязкость в пластовых условиях 14-49 мПа-с. Газовый фактор низкий – 9,2-21,7 м3/т (в среднем 16,5). Высокое давление насыщения обусловлено большим содержанием азота.

Общая мощность отложений толщи меняется в довольно широких пределах от 35 до 150 м. Обычно мощность ТТНК составляет 40-45 м, увеличение до 150 м отмечается в эрозионных врезах за счет заполнения таких впадин песчаниками, аргиллитами и углем радаевского комплекса до 100 м.

Арланское месторождение отличается исключительно сложными геолого-физическими свойствами коллекторов и флюидов, которые предопределили сложность его разработки.

Пласты основного объекта разработки – ТТНК – нефтенасыщены на огромной площади. Месторождение протяженностью более 100 км разделено на 4 площади, каждая из которых разрабатывается как самостоятельное месторождение.

Значительная распространенность карбонатных пород определяет важную роль их в строении стратисферы. Карбонаты слагают ряд весьма важных и специфических толщ осадочной оболочки Земли.

Карбонатные породы обладают большой геологической информативностью и позволяют восстановить условия и обстановки осадконакопления с полнотой, детальностью и достоверностью, которые часто недостижимы при изучении других типов осадочных пород. Поскольку осаждение тех или иных породообразующих карбонатных минералов происходит в определенных геохимических обстановках, то их состав позволяет восстанавливать геохимические среды осадконакопления, а изменения вещественного состава карбонатных пород – эволюцию этих обстановок в геологической истории Земли. Неоценимую информативную роль играют частые в карбонатных отложениях остатки организмов и следов их жизнедеятельности.[2]

Велико и прикладное значение карбонатных пород. По разным оценкам в карбонатных отложениях сосредоточено от 35 до 48 % мировых запасов нефти и порядка 23 – 28 % газа. При этом средняя величина запасов нефти в них примерно в 1,3-1,4 раза больше, чем в месторождениях, приуроченных к терригенным коллекторам (Кузнецов, 1992). Для геологов-нефтяников важное значение имеет выделение и описание пустотного пространства карбонатных пород. Среди первичных пустот можно отметить внутрифирменные, межформенные, среди вторичных – каверны выщелачивания, трещины. Надо, однако, отметить, что далеко не всегда удается выделить и описать пустотное пространство в обычных пертрографических шлифах. Для лучшего изучения коллекторских свойств обычно породу перед изготовлением шлифа насыщают окрашенными смолами. К карбонатным коллекторам в Башкортостане приурочены ряд месторождений. Наиболее крупное из них – Туймазинское нефтяное месторождение.

Туймазинское нефтяное месторождение открыто в 1937 г. по результатам геологической съемки 1933-35 гг. Первоначально были открыты залежи нефти в песчаниках бобриковского горизонта визейского яруса нижнего карбона и в известняках кровельной части кизеловского горизонта турнейского яруса также нижнекаменноугольного возраста.

Разработка девонских залежей начата в 1945-46 гг., особенно интенсивно с началом законтурного заводнения (1948 г.).

Туймазинское месторождение было первым месторождением "платформенного" типа, открытым в России. Как известно, этот тип отличается обширными размерами и, как правило, приурочено к пологим обычно брахиантиклинальным структурам с углами падения крыльев не более единиц градусов. Оно также приурочено к брахиантиклинали с пологим северо-западным (угол падения до

30°), и более крутым юго-восточным крылом (3-4°).

В ядре структуры поверхность кристаллического фундамента образует выступ с глубиной залегания по замкнутой изогипсе -1550 м. Поверхность пород фундамента расчленена, выявлены отдельные локальные погружения и приподнятые участки с амплитудой 50 м.

Вдоль юго-восточного крыла структуры по крове терригенного девона наблюдается уступ с амплитудой более 100 м. По мнению ряда геологов Туймазинская структура начала формироваться еще в додевонское время и носит унаследованный в более позднее время (включая весь палеозой) характер развития. Это хорошо прослеживается по всем стратиграфическим комплексам разреза месторождения, хотя и с некоторым затуханием амплитуды. Так, если по кровле терригенного девона амплитуда структуры составляет около 60 м, то по нижнему карбону она меньше – около 50 м, еще меньше в более высокозалегающих горизонтах. Размеры структуры составляют 40х20 км.

Осадочная толща в пределах месторождения представлена отложениями докембрийского и палеозойского возраста. Первые из них - терригенные отложения венда - развиты неповсеместно и представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками мощностью от 0 до 137 м, встречащиеся обычно в пониженных участках структуры фундамента. Палеозойский комплекс отложений охватывает время от эйфельского яруса среднего девона до казанского яруса верхней перми.

Большая часть осадочной толщи сложена карбонатными породами. Выделяются три терригенных толщи: девонская, нижнекаменноугольная и пермская.

Отложения среднего девона перекрываются осадками франского яруса.В основании яруса залегает пачка терригенных пород пашийского горизонта, включающая пласты песчаников, аргиллитов и алевролитов. В пашийском горизонте выделяется продуктивный горизонт Д1 – основной по запасам объект разработки месторождения. Этот горизонт на большей части площади месторождения подстилается пластом аргиллитов и перекрывается пластом аргиллитов также небольшой мощности.

В самом продуктивном горизонте выделяется 5 пластов, индексируемых по аналогии с другими месторождениями Урало-Поволжья как Д1-а, Д1-б, Д1-в, Д1-г и Д1-д (сверху вниз).

Продуктивность скважин, работающих с разных объектов, различается в очень широких пределах. Дебиты нефти девонских скважин достигали до 500 т/сутки и более, хотя в среднем по всему фонду составляли в безводный период 55-60 т/сутки. Дебиты нефти скважин, работающих с бобриковского горизонта, достигали 150 (при средней 15-20) т/сутки. Дебиты скважин турнейского и фаменского ярусов обычно низкие и не превышают 5 т/сутки.

Опыт разработки Туймазинского месторождения за это время позволил выявить ряд положительных качеств этой модификации воздействия на продуктивные пласты. Во-первых, доказана высокая эффективность как радикального метода поддержания пластового давления и вытеснения нефти к центру залежей. Во-вторых, в течение этого времени разработаны и опробированы на практике методы контроля и регулирования процесса эксплуатации месторождения. В-третьих, отработаны технологии и технические средства водоподготовки и освоения нагнетательных скважин, борьбы с отложениями парафина и т. д. В-четвертых, обогатилось научное обеспечение разработки подобных месторождений.

На сегодняшний день нуждаются в доизучении отложения P_1 и часть отложений С платформенной зоны РБ, актуальны исследования нефтеносности рифейско-вендских отложений и перспектив нефтегазоносности горных районов. [1]

Литература

1. *Баймухаметов К.С., Викторов П.Ф., Гайнуллин К.Х., Сыртланов А.Ш.* Геологическое строение и разработка нефтяных и газовых месторождений Башкортостана.- Уфа: РИЦ АНК «Башнефть»,1997.-424с.
2. *Кузнецов В.Г.* Осадочные горные породы и их изучение Москва: ООО «НЕДРА-БИЗНЕСЦЕНТР» 2007. 511с.
3. *Мустафин С.К., Япаров Э.Р.* Углеводородный потенциал РБ: анализ состояния и перспективы развития. (Башкирский Государственный Университет) ООО «Башнефть-Геолпроект»
4. *Гайдукова Т.А.* Учебное пособие «Нефтегазоносные провинции и области России» 2006

МИКРОФАЦИИ БИЛЛИНГЕНСКО-АЗЕРИСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОРДОВИК) СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Зайцев А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (alz@geol.msu.ru)

Несмотря на более, чем 200-летнюю историю исследования ордовикских отложений Прибалтики изучение литологии этих отложений является актуальным. Предыдущими исследователями разработана общая фациальная зональность для ордовика Балтоскандии [1–4, 6, 7], однако, она имеет общий характер и малопригодна при детальном изучении разрезов. Кроме того, выяснилось, что породы, значительно различающиеся по своему облику при полевых исследованиях имеют одинаковый состав при их изучении под микроскопом и наоборот. В настоящей работе предпринята попытка разработки литофациальной модели для области Балтийско-Ладожского глинта, основанной на микроскопических исследованиях карбонатных пород. Критерием выделения фаций явилось распределение ассоциаций литотипов на профиле Балтийско-Ладожского глинта. Генетическая интерпретация выделенных фаций производилась с учетом распределения основных типов микрофаций в разных частях гомоклинального карбонатного рампа, сформулированное Е. Флюгелем [5].

Фация 1 представлена кварц-глауконитовыми песчаниками, песчанистыми глинистыми вакстоунами и пакстоунами. Прослеживается вдоль всего Балтийско-Ладожского глинта с юго-запада на северо-восток от крайних выходов на северо-западе Эстонии и до бассейна р. Сясь на востоке Ленинградской области. Стратиграфически занимает объем в пределах верхней части конодонтовой зоны O. evae. Кроме приглинтовой области фация фиксируется и в центральной части Московской синеклизы (Дмитровская, 1991). Отражает обстановки прибрежных отмелей внутреннего рампа (Рис. 1).

Фация 2 сложена преимущественно биотурбированными остракодово-эхинодерматовыми вакстоунами с глауконитом, с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом, трилобитово-эхинодерматовыми пакстоунами с глинистым, слабокарбонатным базально-поровым цементом. Отражает обстановки среднего рампа и, в области Ладожского глинта, охватывает стратиграфический интервал нижней половины кундаского горизонта, а также его самые верхи и основание азери на российской части Балтийского глинта. Западнее она замещается 5 и 8 фациями, отражающими более мелководные обстановки внутреннего рампа и, тем самым свидетельствует о трансгрессивном характере этих отложений.

Фация 3 сложена остракодово-эхинодерматовыми вакстоунами с обломочным глауконитом, а также эхинодерматово-брахиоподовыми глауконитовыми биотурбированными пакстоунами с позднедиагенетическим регенерационным спаритовым кальцитовым цементом и эхинодерматово-остракодовыми вакстоунами с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом. На востоке своего развития (Ладожский глинт) она охватывает стратиграфический интервал конодонтовых зон B. triangularis – нижней части зоны L. variabilis. Фация распространена от крайних восточных выходов ордовикских отложений, а также почти на всем (кроме крайнего запада) Северо-Эстонском глинте. На российской части Балтийского глинта, западнее бассейна р. Тосна не выявлена в связи с сильной доломитизацией этого интервала разреза. На профиле рампа фация соответствует ограниченно-морским обстановкам.

Фация 4 слагает несколько ограниченных стратиграфических интервалов в разных частях глинта от бассейна рр. Волхов и Сясь и до западных частей Северо-Эстонского глинта. В восточных разрезах (р. Лынна) ей соответствуют уровни пограничного интервала конодонтовых зон B. navis и M. parva, а также зона L. variabilis. В восточной части Северо-Эстонского глинта 4 фация слагает нижнюю половину кундаского интервала разреза. Несмотря на довольно разнообразную окраску пород и макроскопическое их отличие, изучение шлифов показало, что эти породы имеют одинаковый состав и сложены трилобитово-эхинодерматовыми пакстоунами с слабокарбонатным глинистым базально-поровым цементом. Фация представляет собой более глубоководные отложения, в разрезе закономерно (трансгрессивно) сменяющие породы 3 фации и по всей видимости отражает открыто-морские обстановки внутреннего рампа.

Фация 5 локально распространена на востоке Северо-Эстонского глинта (р. Сытке) и западнее Таллинна (Тюрисалу). В первом случае она занимает стратиграфический объем валгейыэской пачки лообуской свиты и сложена неяснослоистыми небиотурбированными мадстоунами, формировавшимися в условиях приливно-отливных обстановок. В районе Таллинна фация формирует пологий западный склон обширной отмели и сменяется восточнее фацией трилобитово-эхинодерматовых пакстоунов и остракодово-эхинодерматовых вакстоунов фации 4 (открыто-морские обстановки), а западнее фацией 3 (остракодово-эхинодерматовые вакстоуны) ограниченного моря.

Фация 6 занимает стратиграфический объем конодонтовой зоны L. variabilis и основание зоны Y. crassus. Распространена от центральной части Ладожского глинта и, до участка глинта восточнее г. Таллинна. Сложена эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми глинистыми пакстоунами с гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями и кальцитовым тонкоспаритовым цементом. Ее формирование происходило в условиях внешних отмелей и банок внутреннего рампа.

Фация 7 в кундаском интервале разреза распространена на территории Северной Эстонии, на участке глинта восточнее Таллинна. Слагает верхнюю часть кундаского интервала (кровля валгейэыской пачки лообуской свиты). Фация представлена эхинодерматово-водорослевыми доломитизированными вакстоунами, с примесью кварцевых зерен, глинистым, глинисто-карбонатным микритовым, микроспаритовым базальным цементом. Отражает приливно-отливные обстановки внутреннего рампа, западнее замещаясь 6 фацией (отмели и банки внутреннего рампа). На востоке точные взаимоотношения не известны, в северо-восточной Эстонии этому интервалу соответствуют 4 и 5 фации (приливно-отливные и открыто-морские обстановки).

Фация 8 соответствует нижней половине кундаского горизонта в области Таллинна (Мяэкалда) и восточнее, слагает нижнюю часть азериского интервала на востоке Северо-Эстонского глинта (р. Сытке), а также фиксируется в верхах биллингена на российской части Балтийского глинта и до востока Эстонии (рр. Тосна – Сытке). Сложена биотурбированными эхинодерматово-трилобитовыми пакстоунами с глауконитом и глинисто-карбонатным базально-поровым цементом. Западнее Таллинна замещается 6 фацией, а в области Балтийского глинта, восточнее р. Сытке сменяется 2 фацией. Отражает обстановки лагун – отмелей внешней части внутреннего рампа.

Фация 9 распространена в Северо-Западной Эстонии, западнее Таллинна (Тюрисалу, Палдиски), охватывает стратиграфический интервал соответствующий кундаскому горизонту. Полностью сложена песчаными тонкозернистыми мадстоунами с неравномернопятнистой биотурбитовой текстурой. Восточнее, в районе Таллинна граничит с 6 фацией, характерной для отмелей внутреннего рампа. Характерна для

приливно-отливных обстановок внутреннего рампа.

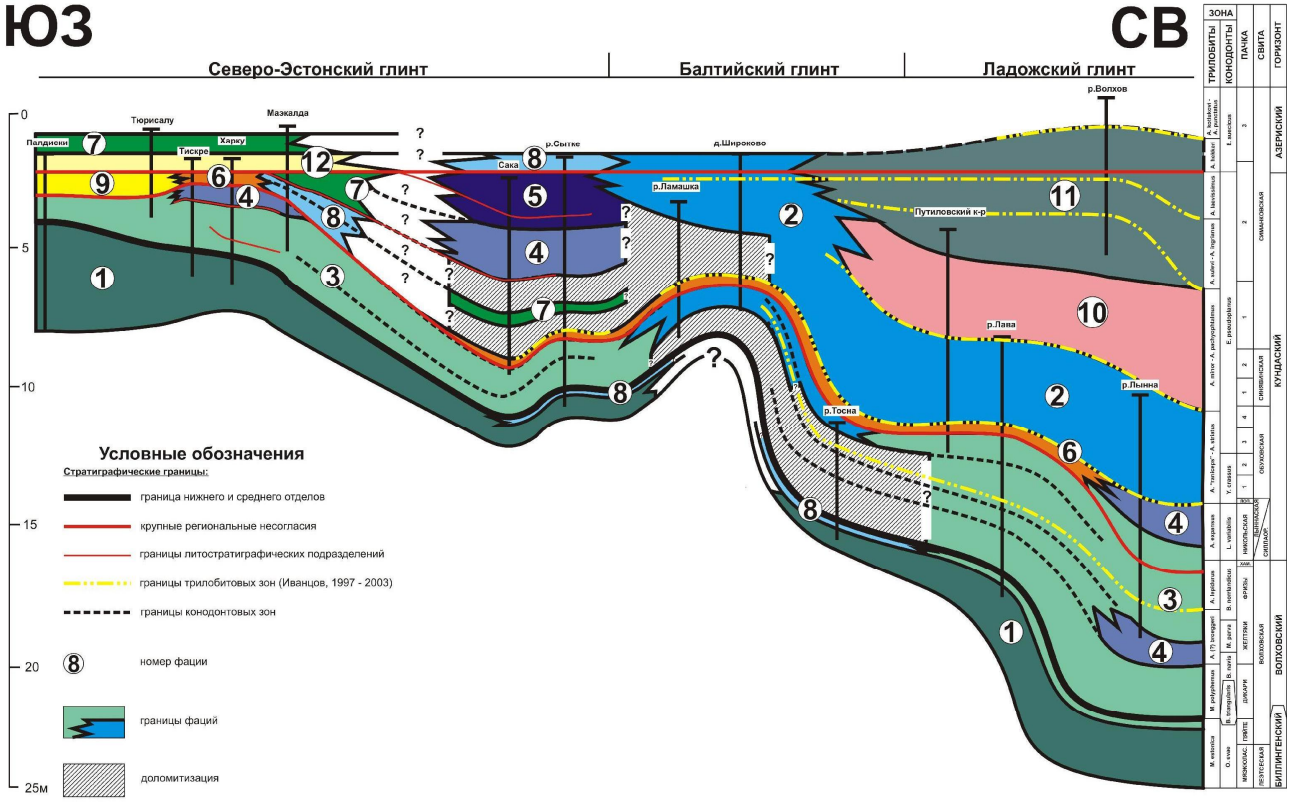


Рис. 1. Литофациальный профиль биллингенскс-азериских отложений вдоль Балтийско-Ладожского глинта

Фация 10 в области Ладожского глинта слагает синявинскую и нижнюю часть симанковской свиты. Сложена эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми пакстоунами, с гетит-гидрогетитовыми микроконкрециями и кальцитовым тонкоспаритовым цементом, а также эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми вакстоунами, с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом и стяжениями и прожилками гидроокислов железа. Отражает обстановки глубокой части среднего рампа. В области Балтийского глинта замещается фацией 2.

Фация 11 распространена на Ладожском глинте. Сложена эхинодерматово-трилобитовыми вакстоунами с глинисто-карбонатным базальным и халцедоновым пойкилитовым цементом и эхинодерматово-брахиоподово-остракодовыми вакстоунами, с глинисто-карбонатным микритовым базальным цементом и стяжениями и прожилками гидроокислов железа. Стратиграфически перекрывает фацию 10, по латерали в области Балтийского глинта сменяясь фацией 2, отвечающей обстановкам среднего рампа. На профиле рампа фация отвечает обстановкам нижней части среднего – верхней части внешнего рампа.

Фация 12 включает в себя азериский интервал в разрезах северо-запада Эстонии (западнее Таллинна). Полностью сложена эхинодерматово-водорослевыми, биотурбированными пакстоунами с фосфатными микроконкрециями, с глинистым, карбонатно-глинистым микритовым базально-поровым цементом. С запада на восток, стратиграфически перекрывает 9, 6 и 7 фации (соответственно). Отражает приливно-отливные обстановки внутреннего рампа.

Выводы. Распределение литотипов карбонатных пород в разрезах и на профиле Балтийско-Ладожского глинта отчетливо укладывается в модель распределения стандартных микрофаций для бассейнов рампового типа, предложенную Е. Флюгелем [5]. Характер латерального и вертикального распространения

выделенных микрофаций на профиле Балтийско-Ладожского глинта отражает трансгрессивные обстановки, характерные для карбонатных рампов: от приливно-отливных внутреннего рампа и до верхней части внешнего рампа.

Литература

1. *Дронов А.В.* Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук – СПб., 2000. – 306 с.
2. *Мянниль Р.М.* История развития Балтийского бассейна в ордовике / Ин-т геологии АН Эстонск. ССР. – Таллинн: Валгус, 1966. – 200 с.
3. *Орвику К.К.* О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. – Таллинн, 1960. – С. 45 – 79. – (Труды Ин-та геологии АН Эстонск. ССР).
4. Ордовик Латвии / Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К., Яковлева В.И.; Мин-во газов. пром-сти СССР, Всесоюзн. научно-исслед. ин-т морской геологии и геофизики. – Рига: Зинатне, 1982. – 294 с.
5. *Flugel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. – Springer Berlin Heidelberg New York, 2004. – 976 p.
6. *Laskovas E.* The sedimentation environments of the Ordovician basin in the south-western margin of the East European Platform and lithogenesis of deposits. – Vilnius: Institute of Geology, 2000. – 314 p. – (With Russian Summary).
7. *Orviku K.* Lithologie der Tallina-Serie (Ordovizium, Estland) I / Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu. – Tartu, 1940. – 249 p.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Зайцев В.А., Панина Л.В., Короновский Н.В.

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия
(V.zaitsev@mail.ru)

Район исследования охватывает такие структурные элементы как эпигерцинская Скифская плита, палеозойский складчатый пояс Донбасса и его восточное продолжение – кряж Карпинского, частично Воронежскую антеклизу и Прикаспийскую синеклизу. Эти структуры имеют разный вещественный состав, историю развития и становления. Цель данной работы – выявить особенности неотектонического строения района, установить взаимоотношения структур фундамента разного ранга с рельефом дневной поверхности и рассмотреть геодинамические аспекты их формирования на новейшем этапе.

В основу положены комплексные исследования, включавшие структурно-геоморфологический анализ, визуальное и автоматизированное дешифрирование радарных космических изображений с помощью компьютерной программы ″LESSA″. Дешифрировались линеаменты, соответствующие в рельефе дневной поверхности эрозионной сети и хребтам. Статистическая компьютерная обработка данных сводилась к построению "роз-диаграмм" и схем направления их вытянутости, плотностей линеаментов, рассчитанных в скользящем окне для различных простираний. Эти материалы сопоставлялись с разными структурными горизонтами, главным образом, с поверхностью фундамента. Для Скифской плиты было выполнено тектонофизическое и компьютерное моделирование, в основу которого была положена схема деформации фундамента в условиях сжатия со стороны Кавказа. С целью оценки геодинамической активности, полученные результаты сравнивались с геолого-геофизическими данными – сейсмичностью, распределением теплового потока, современными тектоническими движениями и др.

Новейшая структура Скифской плиты представляет собой парагенез разноранговых разрастающихся поднятий преимущественно субкавказского (субширотного) простирания и сокращающихся в размерах впадин. Эти структуры нарушены серией разрывов, зон трещиноватости и дробления пород ("слабыми зонами" по терминологии Н.П.Костенко) субширотной и субмеридиональной ориентировок [4]. На юге выделяются предгорные Терско-Каспийская, Западно- и Восточно-Кубанские впадины, обрамляющие ороген Большого Кавказа и заложившееся одновременно с его ростом. Амплитуды прогибания за конэрозионный этап, который начинается здесь с позднего сармата – времени становления горного сооружения Кавказа, составляют по данным кривых тектонического погружения 1000 м. Эти впадины отделяются друг от друга субмеридионально ориентированным, существенно разросшимся к современной эпохе Ставропольским поднятием. Оно включает серию субширотных частных поднятий, нарушенных слабыми зонами того же простирания. Амплитуды поднятий колеблются от 100 на севере до 500 м на юге. К северу от Западно-Кубанской и Восточно-Кубанской впадин расположены выявленные по косвенным признакам Выселковское, Крыловское и Батайское поднятия. Расположенная на востоке Терско-Каспийская впадина граничит на севере с поднятиями Ногайской ступени, которые обрамляются с севера Прикумским растущим поднятием, выявленным в рельефе по косвенным признакам. Севернее описанных поднятий вдоль всей территории Скифской плиты следуют сильно редуцированные Западно - и Восточно - Манычские впадины с амплитудами прогибания 100 м, ограниченные на севере

Сальско-Манычской системой поднятий с абсолютными отметками 100-200 м. Западно-Манычская впадина продолжается на запад в область Азовского моря, где сливается с Азово-Таганрогской. Расположенная на востоке Сальско-Манычская гряда примыкает к Южно-Ергенинскому поднятию, отделяясь от него узкой Сальской впадиной. Эти структуры образуют единое Сальско-Ергенинское поднятие, осложненное серией частных поднятий, вытянутых в северо-западном (субширотном) направлении, разделенных узкими впадинами. Как известно, Сальско-Манычская гряда рассматривается как отражение в рельефе кряжа Карпинского – области герцинских складчато-надвиговых деформаций палеозойского фундамента и является шовной структурой, обрамляющей Русскую платформу с юга. Западным ее продолжением считается герцинский сладчатый пояс Донбасса, восточным - система погребенных поднятий Прикаспийской впадины, что хорошо выражено на карте мантийных неоднородностей [1].

Прикаспийская впадина, расположенная на юго-востоке Русской платформы, осложняется серией погребенных поднятий, частично выраженных в рельефе небольшими амплитудами и скоплениями песков. Эти поднятия прослеживаются в плиоцен-четвертичных отложениях и, как правило, наследуют мезозойские структуры. Характерной особенностью является смещение сводов складок этих структурных планов.

На западе Скифской плиты, севернее Батайского новейшего поднятия расположена Азово-Таганрогская впадина, раскрывающаяся в Азовское море. Впадина осложнена частными поднятиями с абсолютными отметками рельефа 100 м. Здесь намечается серия слабых зон восток-северо-восточного, северо-восточного и северо-западного простирания. Первые два направления согласуются с простираниями разломов фундамента, а наиболее протяженная из них, прослеживающаяся в северо-западном направлении по линии Таганрог – Азов и южнее Зерноград – Гигант, маркируется землетрясениями.

Азово-Таганрогская впадина граничит на севере с Приазовским новейшим поднятием, частично наследующим Украинский щит. Оно рассечено серией слабых зон северо-восточного простирания. Восточная из них совпадает с разломом фундамента и отделяет наиболее приподнятую западную часть с амплитудами до 200 м от восточной, относительно опущенной, где амплитуды снижаются до 100 м. Протяженные северо-западные слабые зоны также являются отражением в рельефе разломов фундамента, разделяя Приазовское поднятие на ряд блоков. Абсолютные отметки в блоках колеблются от 100 до 250 м. Проявляется в рельефе и субмеридиональная система слабых зон. Структурно-геоморфологическое дешифрирование позволило выявить здесь частные поднятия и впадины с амплитудами 300 – 200 и 150 – 100 м соответственно.

Севернее расположена система поднятий Донбасса, граничащая с Приазовским поднятием на юге по разлому фундамента. В пределах так называемого открытого Донбасса, где складчатые комплексы каменноугольных отложений выходят на поверхность, в современном рельефе выражена серия частных поднятий преимущественно субширотного простирания с амплитудами 300 – 350 м. Поднятия контролируются системой субширотных слабых зон. Совпадая по простиранию с геологическими структурами, эти поднятия не всегда являются прямыми формами рельефа. Так, одно из них в районе населенного пункта Белая Калитва в каменноугольных отложениях соответствует синклинали, а поднятие, расположенное южнее, развивается над синклинальной и антиклинальной складкой. Восточнее субмеридионального отрезка долины р. Северный Донец, где каменноугольный комплекс погружается под чехол мел-кайнозойских отложений, новейшие поднятия имеют наложенный, дискордантный характер. В целом, система поднятий Донбасса осложняется серией слабых зон с преобладающими субширотным и субмеридиональным

простираниями. Граница с расположенным севернее, практически выродившимся в новейшей структуре, Преддонбасским прогибом на отдельных участках подчеркивается слабыми зонами. Эти зоны частично следуют параллельно разлому фундамента, являющейся границей складчатого Донбасса и Воронежской антеклизы. В современном рельефе – это узкая Преддонбасская впадина, центральная часть которой совпадает с субширотной долиной реки Северный Донец. Создается впечатление, что новейшие поднятия Донбасса и Воронежской антеклизы разрастаются, тем самым, сокращая размеры впадины, вплоть до полного ее вырождения в районе меридионального отрезка долины Северный Донец.

Воронежская антеклиза в новейшем структурном плане представляет собой сочетание новейших поднятий и прогибов. В ее пределах ранними исследованиями были выделены Белогорско-Калачская система поднятий и Первомайско-Чирская ступень [3]. Эти структуры различаются рисунками гидросети, конфигурациями горизонталей рельефа, абсолютными отметками поверхности и отделяются друг от друга долинами рек Калитвы и Дона. Долина Калитвы огибает Первомайско-Чирскую ступень с северо-запада, а долина Дона – с севера и востока. Южным ограничением являются фрагменты долин рек Быстрая и Чир, простирающиеся в восток-северо-восточном направлении и маркирующиеся слабыми зонами. Структурно-геоморфологический анализ топографической карты позволяет выделить в пределах этих структур системы частных поднятий и впадин. В области Первомайско-Чирской ступени в рельефе прослеживается система поднятий, вытянутых в восток-северо-восточном направлении и отделяющихся друг от друга системами узких впадин. Последние разрабатываются долинами рек и балками. Максимальные абсолютные отметки этих поднятий составляют 150 – 200 м. Подобный рисунок рельефа резко меняется к северо-востоку, где эти структуры срезаются так называемым "Чирским линеаментом" северо-западного простирания, выделенным ранее [3] и наследующим прямолинейные отрезки долин Чира и Дона. К северо-востоку от него в рельефе преобладают северо-западные и субмеридиональные направления. В целом для Первомайско-Чирской новейшей структуры характерно сочетание слабых зон восток-северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний.

В пределах Белогорско-Калачской структуры выделяется серия частных поднятий разного простирания и конфигурации, которые разделяются впадинами. В междуречье Толучеевки и Хопра хорошо выражена система линейных, расположенных кулисно поднятий преимущественно субширотного простирания с максимальными абсолютными отметками 200 м. Они разделяются впадинами, разрабатываемыми речными долинами. Западные периклинальные замыкания их ограничиваются слабыми зонами, следующими вдоль северо-западного отрезка долины р. Дон и меридиональной долины р. Толучеевка. В междуречье Толучеевки и меридионального участка долины р. Дон в рельефе выделяются два кулисных поднятия северо-восточного простирания, разделяющиеся узкой впадиной – долиной, вдоль которой прослеживается слабая зона, следующая примерно в направлении Бутурлиновка – Павловск. На севере Белогорско-Калачской системы, в наиболее приподнятой области Воронежской антеклизы долинами рек Дон на востоке, Черная Калитва на юго-западе и Тихая Сосна на северо-западе оконтуривается изометричное поднятие с амплитудой 250 м.

На юге, в междуречье субмеридиональной долины Айдара и северо-западных долин Дона и Черной Калитвы выделяется серия поднятий восток-северо-восточного простирания с амплитудами 200 м, разделенных узкими впадинами – долинами. Восточнее долины Айдара расположено поднятие, ограниченное с запада долиной р. Оскол. На юго-востоке в рельефе выражено субширотное поднятие, осложненное

меридиональными и северо-восточными слабыми зонами.

На северо-востоке района, в области юго-восточного склона Воронежской антеклизы, выявляется система поднятий северо-восточного простирания, названных ранее как Ртищевское, Доно-Медведицкое и Приволжское [3]. Эти поднятия отделены друг от друга впадинами северо-восточного и субмеридионального простирания, к которым приурочены речные долины.

В результате проведенного визуального и автоматизированного дешифрирования космических снимков и последующей компьютерной обработки полученных данных выявились главные закономерности распределения плотностей и вытянутости линеаментной сети, являющейся отражением тектонической раздробленности территории. Было установлено, что в описанных выше структурных элементах фундамента первого ранга, таких как Скифская плита, Донбасс, Воронежская антеклиза, Прикаспийская синеклиза характер распределения линий вытянутости "роз-диаграмм" линеаментов различен (рис.1).

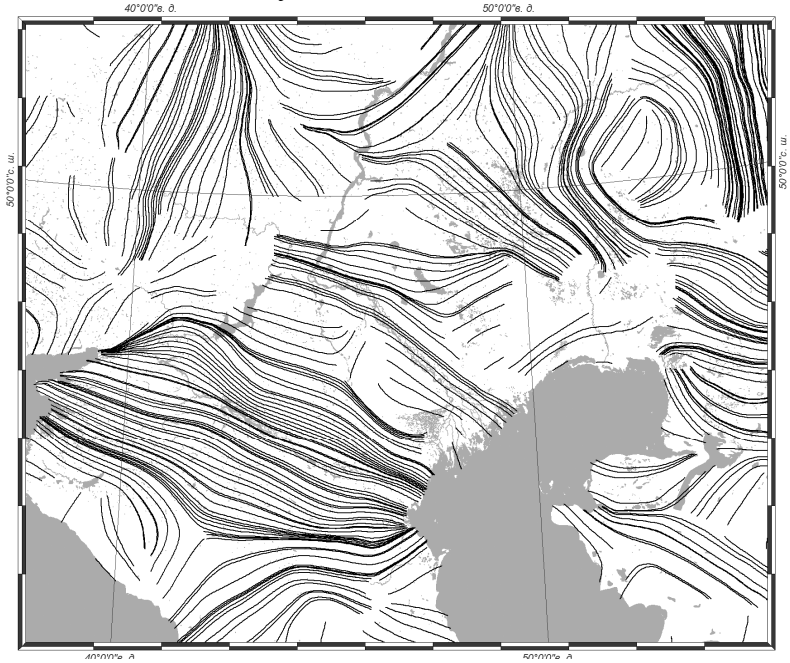


Рис.1. Линии вытянутости ″роз-диаграмм″, построенных по рельефу дневной поверхности с помощью программы ″LESSA″

Было установлено, что в области Скифской плиты преобладают субширотные (субкавказские простирания) и линии вытянутости "роз-диаграмм" совпадают с осями растяжения, полученными в результате тектонофизического моделирования [2]. Это указывает на единство полей напряжений орогена Большого Кавказа и Скифской плиты и соответствует геодинамической ситуации региона, согласно которой новейшие структуры Скифской плиты формируются на фоне разрастания горного сооружения. Подобные субширотные простирания линий вытянутости "роз-диаграмм" характерны и для Донбасса. В Прикаспийской впадине "розы – диаграммы" вытянуты в северо-восточном направлении, а в области Воронежской антеклизы – строго меридионально. Сравнительный анализ рисунка рельефа поверхности Земли и фундамента показал, что структуры фундамента первого ранга коррелируются с преобладающими направлениями вытянутости "роз-диаграмм", что указывает на взаимосвязь деформаций фундамента и современного рельефа. Кроме того, выявилось соответствие некоторых протяженных зон разломов фундамента или их участков линеаментам и слабым зонам, что указывает на реанимацию древних разломов в новейший этап развития. Оказалось, что имеется и некоторое соответствие между вытянутостью "роз-

диаграмм" и степенью деформации фундамента, установленной в результате тектонофизического моделирования в области Скифской плиты. Закономерности деформации фундамента сравнивались с проявлениями современной геодинамики, такими как тепловой поток, сейсмичность, поле трещиноватости, различными статистическими параметрами, характеризующими морфоструктуры дневной поверхности. Проведенное сопоставление значений теплового потока, измеренное в 865 скважинах [5] со степенью вытянутости "роз-диаграмм", построенной с помощью программы ″LESSA″, показало прямую зависимость с коэффициентом корреляции, равным 0,42 (рис.2). Значительные сейсмические события приурочены к наиболее деформированным участкам фундамента.

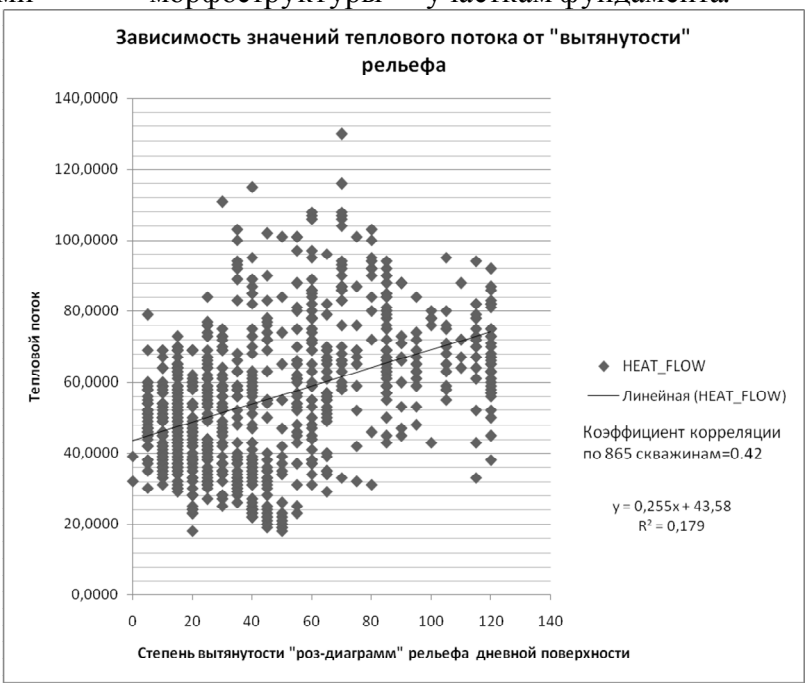


Рис.2. График зависимости значений теплового потока от ″вытянутости″ рельефа

Кроме совпадения эпицентров землетрясений, решения фокальных механизмов также близки по ориентировке к осям сжатия и растяжения, которые были получены при моделировании. Максимумы плотностей линеаментов, отдешифрированных на космических снимках LANDSAT-ETM, как правило, коррелируются с наиболее активными в геодинамическом отношении участками, где наблюдается повышенные значения теплового потока, проявления сейсмичности, скопления углеводородов. Установленная значимая роль деформаций фундамента в формировании особенностей современного рельефа позволяет более осознанно использовать рельеф для изучения геологического строения платформенных территорий.

Литература

1. *Егорова Т.П., Старостенко В.И.* Неоднородность верхней мантии Европы по комплексу геофизических данных // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 600–623
2. *Короновский Н.В., Зайцев В.А., Панина Л.В.* Современная геодинамика Скифской плиты по данным тектонофизического моделирования // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя» Том 1. М.:ГЕОС, 2010. С.372-376.
3. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 205с.
4. *Панина Л.В.* «Новейший структурный рисунок Скифской плиты». // Вестник

Московского университета, сер.4. Геология 2009, №1. С.23-31

5. *Pollack H.N., Hurter S.J., and Johnson J.R.* The New Global Heat Flow Compilation. Department of Geological Sciences. Michigan: University of Michigan, U.S.A., March, 1991. URL: http://www.wdcb.ru/sep/heat_flow/hf_cat_gl.ru.html (дата обращения: 10.08.2009)

ОСОБЕННОСТИ СОЕДИНЕНИЙ ЖЕЛЕЗА В ПОЧВАХ ЗЕМЛИ И ГРУНТАХ МАРСА

Залуцкий А.А.[а], **Седьмов Н.А.**[а], **Кузьмин Р.Н.**[б]

[а] *Ярославский Государственный Технический Университет, Ярославль, Россия*
[б] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

(*zalutskii@mail.ru*)

Введение

В настоящее время одним из наиболее эффективных методов исследования природных систем и удобным инструментом для получения информации об особенностях минералогического состояния вещества является мёссбауэровская спектроскопия (МС). Исключительная распространённость железа в природе позволяет проводить сравнительные измерения железосодержащих минералов независимо от происхождения образца в Солнечной системе. Исследование с помощью МС грунтов и пород Марса только начинается [15], тогда как для других объектов Солнечной системы (например, Земля, Луна, метеориты) наблюдается значительный прогресс, и имеется обширная информация [2, 6].

Цель настоящей работы – поиск корреляций в применении МС при исследовании почв и грунтов Марса. Впервые в [5] нами была показана необходимость сравнительного анализа для почвено-минеральных систем Земли и грунтов Марса, и поставленные там задачи требуют дальнейшего разрешения.

Материалы и методы

Исследованные нами объекты удобно разбить на три группы. В первую группу мы относим природные системы, специально отобранные из практически всех почвенно-биоклиматических поясов (полярный, бореальный, тропический и т.д.) Земли и различного генезиса (подзолистые, лесные, пеплово-вулканические, погребённые почвы, глубоководные глины Тихого и Индийского океанов) [2]. Во вторую группу включены результаты минералогических исследований поверхности Марса, полученных с помощью двух американских марсоходов MER (Mars Exploration Rovers): «Spirit» («Дух») и «Opportunity» («Возможность»). Мёссбауэровские данные (из двух мест посадки марсоходов: кратер Гусева (Gusev crater) и Полуденная равнина (Meridiani Planum)) были взяты нами из созданной Родионовым Д.С. базы марсианских спектров [9], которая доступна на сайте [13]. Третья группа представлена модельными системами «$FeCl_3$-$FeCl_3{\cdot}nH_2O$-раствор-глинистый минерал», кинетика которых подробно описана в [4]. МС образцов земного происхождения проводилась в геометрии пропускания, и по необходимости в связке с климатическими условиями Марса в температурном диапазоне от 90 до 290 К и различной влажности (в широком диапазоне равновесных относительных давлений паров воды P/P_0 = 0,10-0,985).

Результаты исследований

Информацию по изученным нами системам целесообразно представить двумя группами: 1). Магнитоупорядоченные системы (для почв и грунтов магнитные минералы – гематит, гётит, магнетит и т.п.) 2). Парамагнитные соединения железа (модельные системы).

Первый дискуссионный момент связан с исследованием минеральной системы «гематит-гётит» земного и неземного происхождения. Анализ с помощью МС выявил следующие отличия в поведении параметров спектров гематита Земли и Марса. Во-первых, наблюдаются различия в значениях сверхтонкого поля (H_n) на ядрах ^{57}Fe (Рис. 1).

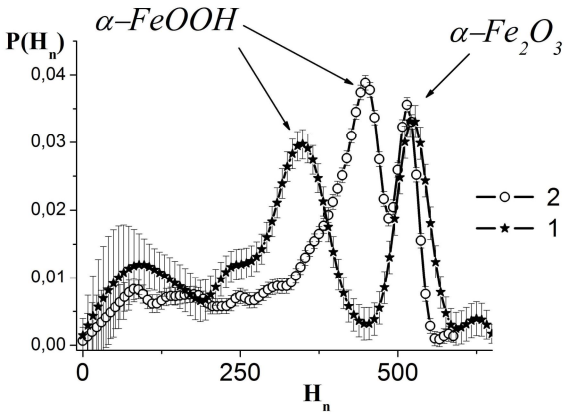


Рис. 1. Сравнительный мёссбауэровский анализ грунтов Марса (1) и почвенно-минеральных систем Земли (2).

Во-вторых, отличаются параметры, связанные с комбинированным магнитным и электрическим сверхтонким взаимодействием в структуре минерала. Для сравнительной диагностики гематита информативным является параметр $R = |e(q_{zz} \parallel H_n)/e(q_{zz} \perp H_n)|$, где характеризует сдвиг ядерных уровней вследствие квадрупольного взаимодействия, q_{zz} есть максимальная компонента градиента электрического поля (*ГЭП*) на ядрах железа, H_n - магнитное поле. Величина R связана с наличием в *a-Fe₂O₃* при определённой температуре ($T_м$ = 252,5 К) спиновой переориентации или фазового перехода, известного как «переход Морина» (Рис. 2).

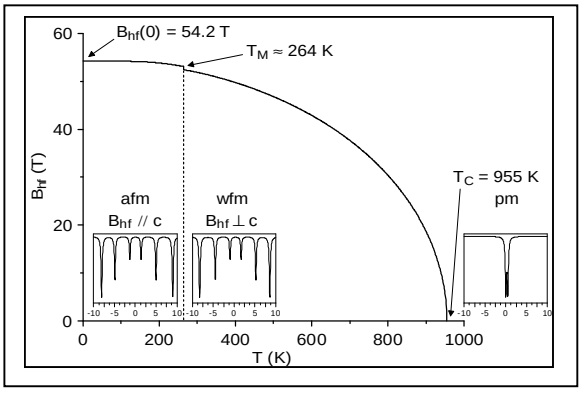


Рис. 2. Мёссбауэровские спектры, при температурах выше (WFM) и ниже (AFM) температуры перехода Морина.

В [11, 14] показано, что уменьшение $T_м$, R *и* H_n связано с присутствием примесных ионов (*Mg*, Al^{3+}) в решётке *a-Fe₂O₃*, уменьшением размеров частиц и наличием дефектов в структуре гематита. Для широкого набора почвенно-минеральных систем Земли нами и другими авторами (см., например, [17]) установлено, что переход Морина сдвигался в область низких (иногда до гелиевых) температур. Для установления причины сдвига нами был проделан модельный эксперимент по синтезу гематита в условиях близких к Марсу. В результате параметр R модельных образцов хорошо совпал со значениями, полученными в [16] для грунтов Марса. Опыты по имитации «марсианских бурь» (процесс достигался с помощью традиционной методики по приготовлению механоактивных веществ) также оказались удовлетворительными: гематит частично переходил в фазу, ответственную за процесс механической активации, что вполне согласуется с результатами работы [1].

Отнесение пиков в функции $p(H_n)$ в марсианском грунте к предполагаемой фазе *a-FeOOH* при прямом сопоставлении с земным образцом оказалось весьма проблематичным (Рис. 1). Поэтому возникла необходимость в проведении и анализу лабораторных исследований по синтезу гётита. Проанализировав широкий спектр различных моделей образования почвенного гётита и переходов «гётит↔гематит», нами был выбран механизм, предложенный Чухровым Ф.В. [3]. Этот выбор сделан на основе ряда наших работ по исследованию почв на красноцветных отложениях (см., например, [8]), где соотношение «гетит-гематит» по данным МС зависит от почвенных условий.

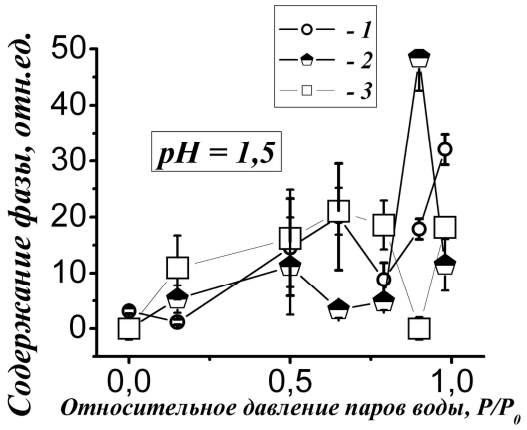


Рис. 3. Кинетика превращения обменных форм железа в монтмориллоните [4]: 1- β-*FeOOH*, 2- α-*FeOOH*, 3- ионы железа.

В пользу указанного механизма говорит и наш модельный эксперимент для системы «раствор-минерал» (Рис. 3), где при определённых значениях величины P/P_0 диагностировались две фазы гидроксидов железа: *a-FeOOH* и *b-FeOOH* [4]. Последняя фаза железа в форме акаганеита редко, но встречается на Земле (морские конкреции Тихого океана), и недавно была, предположительно, обнаружена на Марсе. Поскольку гётит образуется только при участии воды, то совпадение пиков для $p(H_n)$ у марсианских грунтов и нашей системы «раствор-минерал» (см. Рис. 4) является прямым свидетельством существования в прошлом воды на поверхности Марса.

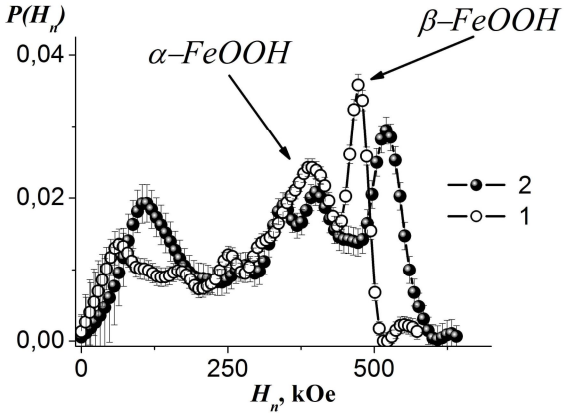


Рис. 4. Сравнительный мёссбауэровский анализ модельной системы «раствор-минерал» (1) и грунтов Марса (2).

Таким образом, наши исследования не только подтверждают факт наличия воды на Марсе, но и позволяют двигаться дальше в решении этой проблемы с корректно выбранной стратегией исследования природных систем.

Второй дискуссионный момент касается вопроса о происхождении почвенного магнетита, который ответственен за повышенные магнитные свойства некоторых почв и пород Земли [2]. Наши исследования показывают, что к широкому спектру причин образования магнетита (процессы выветривания, пожары, биогенный и техногенный факторы) следует добавить выпадение космического вещества на поверхность планеты. При решении вопроса о дифференциации почвенного и космического магнетита нами было установлено, что одним из основных магнитных минералов исследованных частиц (или магнитных сферул) является нестехиометрический магнетит. Анализ полученных данных позволяет высказать предположение, что показатель нестехиометричности (I_B/I_A) (отношение интенсивностей парциальных спектров магнетита, соответствующих октаэдрическим (B) и тетраэдрическим (A) позициям атомов железа в его структуре) может являться количественным критерием отличия сферул космического и техногенного происхождения. В пользу такого подхода говорит и тот факт, что магнетит в марсианских образцах (рис. 5), например, из Кратера Гусева также является нестехиометричным [9].

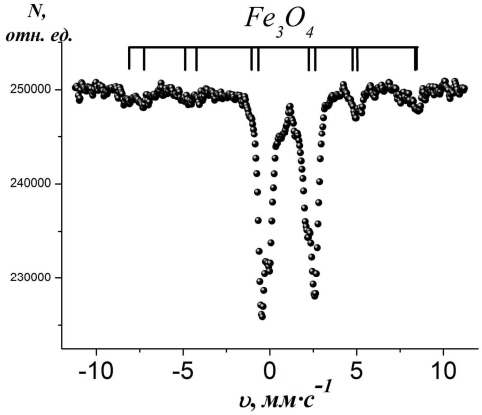


Рис. 5. Типичный мёссбауэровский спектр ядер ^{57}Fe в грунте Марса [13, 15].

Выяснение природы отклонения величины I_B/I_A от идеального значения для грунтов Марса потребует, по-видимому, дополнительных исследований, поскольку для природных систем возможны одна из двух или совокупность следующих нестехиометрических причин: 1) механизм изоморфных замещений; 2) механизм вакансий.

Так, например, при исследовании магнитных фракций, выделенных из различных типов почв Земли (Рис. 6), нами была определена степень вакансий в структуре природного магнетита (υ = 0,03÷0,14) [10].

Третий дискуссионный момент связан с тем, что имеется объективная трудность

корректной интерпретации мёссбауэровского «дублета», который может иметь различную физическую природу. С подобной проблемой мы встречались ранее при исследовании образцов самых различных типов почв Земли.

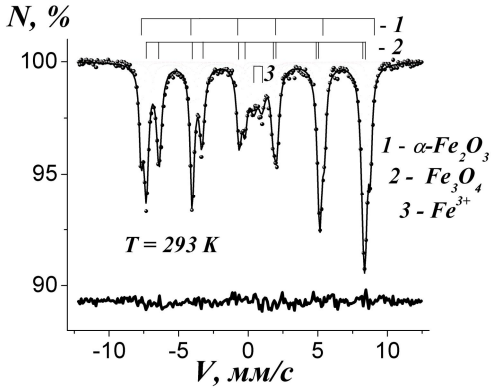


Рис. 6. Типичный мёссбауэровский спектр ядер ^{57}Fe в МФ, выделенной из почвы Земли (результат его обработки в рамках механизма вакансий [10]).

Чтобы частично её снять, необходимо учитывать сведения по температурному сдвигу (δ_T) мёссбауэровской линии поглощения. Действительно, из-за эффекта Доплера второго порядка наряду с изомерным (или химическим) сдвигом мёссбауэровской (δ_I) линии наблюдается температурный сдвиг (δ_T), который определяется колебательным спектром ядер [7, 12]. Температурный сдвиг для примесного ядра массы $M_{l,k}$ в произвольной решётке неидеального кристалла можно выразить через атомные силовые константы идеальной матрицы j_{aa} и через изменение этих силовых констант, обусловленное введением примеси [7]:

$$d_T = \frac{3kT}{2cM_{l,k}} + \frac{\mathbf{h}^2}{24cM_{l,k}^2(k_BT)}\sum_a j_{aa}(l,k;l',k') - \frac{\mathbf{h}^4}{1440\,cM_{l,k}^2(kT)^2}\cdot\sum_{a,b}\frac{j_{ab}(l,k;l',k')j_{ba}(l,k;l',k')}{M_{l',k'}} + o(T^{-3}) \quad (2)$$

Такой подход позволил нам определить константы упругости для различных комплексов железа в модельных минеральных системах и как следствие – разработать методику по разделению с помощью МС на «обменные» и «структурные» фазы соединений железа в почвах.

Заключение

Полученные нами результаты позволяют сделать вывод о сходстве минерального состава планет Земной группы, и частично выбрать правильный научный «вектор» в проверке широкого спектра гипотез происхождения планет Солнечной системы, носящих в настоящее время, в основном, дискуссионный характер.

Литература

1. *Авакумов Е.Г.* Механические методы активации химических процессов. // М.: Наука, 1986. 305 с.
2. *Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В.* // Магнетизм почв. Ярославль: ЯГТУ. 1995. 223 с.
3. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. // М.: Наука, 1975. 206 с.
4. *Залуцкий А.А., Кузьмин Р.Н., Пухов Д.Э.* Исследование соединений железа в системе «$FeCl_3$-$FeCl_3nH_2O$-монтмориллонит». К пятидесятилетию открытия эффекта Мёссбауэра // Записки РМО, 2007, Часть 136, Выпуск 7, С. 214-232.
5. *Залуцкий А.А., Седьмов Н.А., Кузьмин Р.Н., Иванов А.В.* Сравнительный мёссбауэровский анализ соединений железа в почвах Земли и некоторых грунтах Марса. // Известия РАН. Серия Физическая, 2010, том 74, № 3, С. 410-414.
6. *Малышева Т.В.* Эффект Мёссбауэра в геохимии и космохимии. // М.: «Наука». 1975. 168 с.
7. *Марадудин А.* Дефекты и колебательный спектр кристаллов. Теоретические и экспериментальные аспекты влияния точечных дефектов и неупорядоченностей на колебания кристаллов. // М.: Мир, 1968, 432 с.
8. *Морозов В.В., Бабанин В.Ф., Иванов А.В., Светлова Е.И., Шоба С.А.* Формы соединений железа в почвах на красноцветных пермских отложениях по данным мёссбауэровской спектроскопии. // Вестник Московского Университета.. Сер. 17. Почвоведение. 1987. №4. С. 8-14.
9. *Родионов Д.С.* Мёссбауэровский спектрометр для анализа минералогии железа на поверхности Марса. //Автореферат дисс. … канд. физ.-мат. наук, М.: ИКИ РАН, 2006, 14 с.

10. *Седьмов Н.А., Бабанин В.Ф., Морозов В.В., Залуцкий А.А., Трухин В.И., Шоба С.А.* Магнитоминералогические особенности магнетита из различных осадочных пород и отложений. // Вестник Московского Университета.. Сер. 19. Физика и Астрономия. 2004. №1. С. 59-65.
11. *Храмов Д.А., Полосин А.В.* Исследование температурной зависимости квадрупольных сдвигов на ядрах ^{57}Fe в гематите// ФТТ, 1983, Том 25, Выпуск 9, С. 2769-2771.
12. *Шпинель В.С.* Резонанс гамма-лучей в кристаллах. //М.: Наука, 1969, 408 с.
13. http://www.mtholyoke.edu/courses/mdyar/database/ (Mars Mineral Spectroscopy Database)
14. *Jancik D., Mashlan M., Zboril R., Adetunji J., Nomura K.* // Czechoslovak Journal of Physics, 2005, Vol. 55, No. 7, P. 803-811.
15. *Morris R., Klingelhoefer G., Bernhardt, et al.* Mineralogy at Gusev Crater from the Mossbauer Spectrometer on the Spirit Rover// Science.2004.V.305, Issue 5685,P. 833-836.
16. Van Cromphaut C., de Resende V.G., *De Grave E., Van Alboom A., Vandenberghe R. E., Klingelhoefer G.* Characterisation of the magnetic iron phases in clovis Class rocks in Gusev crater from the MER Spirit Mossbauer spectrometer //Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007, Vol. 71, P. 4814-4822.
17. *Vandenberghe R. E., De Grave E., De Geyter G.., Landuydt C.* Characterization of goethite and hematite in a Tunisian soil profile by Mossbauer spectroscopy //Clays and Clay Minerals, 1986, Vol. 34, No. 3, P. 275-280.

РЕАЛИЗАЦИЯ ГЛУБИННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ РЕОЛОГИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ В УСЛОВИЯХ ТРАНСПРЕССИИ (по сейсмическим данным)

Зарщиков А.А. [а]**., Клочко А.А.** [б] **Георгиевский Б.В.** [б]

[а] *МФ Лукоил Оверсис Сервис БВ*
[б] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
(*anna02@inbox.ru*)

Глубинное строение надвиговых зон и тектонический контроль известных в их пределах месторождений углеводородов активно изучались отечественными геологами в Среднеазиатском регионе, Предкарпатье, на Урале и Кавказе. Изданное под редакцией В.Е.Хаина обобщение [1] подвело итог советскому этапу исследований в этом направлении.

В 80-90-е годы в американской нефтяной структурной геологии произошел прорыв в понимании стиля глубинного строения надвиговых систем типа «треугольных зон» [2]. Параллельно, также преимущественно западными геологами развивались представления о сдвиговых парагенезах разных масштабов [3].

Близкий к этим представлениям подход к реконструкции шарьяжного строения Предкавказья и Предуралья был реализован в работах М.А.Камалетдинова [4], О.К.Соборнова [5], Ю.С.Казанцева [6], В.В.Юдина [7] и др.; региональный парагенетический анализ сдвигового структурного рисунка рассматривался в работах М.Л.Коппа [1], Л.М.Расцветаева, А.В.Тевелева и др .

Одна из главных тенденций развития теоретических основ нефтепоисковой геологии последнего десятилетия состоит в объединении классических представлений о тектонике надвиговых поясов и строении зон региональных сдвигов для объемной реконструкции глубинного строения сложнопостроенных осадочных бассейнов.

В настоящее время научное обоснование региональных нефтепоисковых работ базируется на анализе сейсмических 3Д и 2Д материалов высокого разрешения принципиально новой информативности и детальности и комплексировании их с данными геологической съемки и структурно-геоморфологической интерпретации материалов ДЗЗ. На этой основе появилась возможность объединения дезьюнктивных и пликативных структур, традиционно рассматриваемых нефтяными геологами обособленно, в единые структурные парагенезы.

Нами представлен опыт работ по тектонической и структурно-геологической интерпретации 2Д и 3Д сейсмических данных регионов сложного покровно-складчатого строения (Северные Анды, Куба, Тянь-Шань, Загрос, Сахалин, Северный Каспий и др.), выполненных авторами для ряда российских нефтяных компаний. При этом было выявлено несколько общих, пока малоизученных особенностей транспрессионного структурообразования.

Трехмерная реконструкция фронтальных зон складчато-надвиговых систем, таких как Восточные Кордильеры, Куба, западный Сахалин, с характерными признаками треугольных зон или чешуйчатых вееров, позволяет выявить их значительно более сложные, чем в «классических» моделях [2, 5] пространственные соотношения элементов структурного каркаса (например, дуплексных ядер). Рассмотренные структуры треугольных зон сочетают в себе черты надвиговых и сдвиговых парагенезов (т.к. кулисность), т.е. являются транспрессионными.

В условиях разномасштабной реологической расслоенности осадочного разреза, обычной в таких регионах, возможна синхронная реализация надвигового и сдвигового структурных стилей, существенно отличающаяся на разноглубинных стратиграфических

уровнях. Характерным результатом структурообразования в таких условиях является его существенная автономность для разных реологических этажей. До сих пор данная особенность структурообразования чаще всего рассматривается как результат наложения нескольких последовательных этапов деформации.

Зонами реологического раздела в этом случае могут быть не только соли (что достаточно хорошо известно), но и иные породы, способные к объемному тектоническому перераспределению: глинистые толщи, а также тектонический меланж разного типа. Являясь подвижными пластичными или квазипластичными уровнями, они играют роль зон компенсации, разделяя этажи хрупко-упругой деформации. По нашему мнению, они могут являться своеобразными гидродинамическими разделами - тектоническими экранами для потенциальных структур – ловушек углеводородов в нижележащих уровнях, что подтверждают примеры известных месторождений (Купиагва в бассеине Льянос, Мотембо на севере Кубы и др.). Типичные примеры такого стиля описаны нами в предгорной части бассеина Льянос, в зоне перехода Низкого Загроса в Месопотамский прогиб, на Юго-Западном Гиссаре.

При построении трехмерных структурных моделей транспрессионных ансамблей реконструируется их эволюция не только в пространстве, но и во времени. Например, для протяженного участка региональной сдвиговой зоны в пределах Кряжа Карпинского (Саверный Каспий) было установлено, что ее сегменты находятся на различных стадиях формирования сдвигового парагенеза, чем объясняется не только различия в их структурном облике, но и тектонические условия сохранности углеводорода.

Литература

1. Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. Сборник научных трудов. Отв. ред. В.Е.Хаин. М.: Наука, 1990, 291 с.
2. Triangle Zones and Tectonic Wedges. Bulletin of Canadian Petroleum Geology. Vol. 44. No. 2. 1996. 429 p.
3. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults. // Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1666-1703, November 1988.
4. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
5. *Sobornov K.O.* Lateral variations in structural styles of tectonic wedging in the northeastern Caucasus, Russia.// Bulletin of Canadian Petroleum Geology. Vol. 44. No. 2. 1996. 429 p.
6. *Казанцев Ю.С.* Структурная геология Предуральского прогиба. М: Наука, 1984. 183 с.
7. *Юдин В.В.* орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука,1994. 286 с.
8. *Копп* М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. – М.: Научный Мир, - 1997. - 314 с.

РОЛЬ СУХОГО ТРЕНИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Захаров В.С.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(vszakharov@yandex.ru)

Введение

По мере накопления сведений о пространственно-временном режиме проявления тектонической активности и сейсмичности стала очевидной сложность этого процесса. В настоящее время понятно, что эта сложность поведения определяется не только строением сейсмотектонической системы, сложностью и большим количеством элементов системы, но и характером взаимосвязей между элементами.

Сейсмотектоническая система является открытой (получают энергию извне) диссипативной (растрачивает энергию). Для таких систем большую роль играют как интенсивность и особенности внешнего воздействия, так и характер диссипативных сил. Действие диссипативных сил не только рассеивает энергию, преобразуя ее в тепло, но и может приводить к весьма сложной динамике системы. Для механической системы диссипативными являются силы вязкого и сухого трения.

Особенности сухого трения

Поверхности физических тел имеют сложное неоднородное строение, причем эта неоднородность носит иерархический самоподобный характер. Законы трения, установленные эмпирически, есть проявление сложных процессов, проходящих на разных масштабных уровнях [3].

Закон сухого трения является нелинейным: коэффициент трения покоя m_s больше коэффициент трения скольжения m_d.. При малых значениях относительной скорости коэффициент трения уменьшается относительно плавно при увеличении скорости, затем может быть постоянным в некотором диапазоне скорости (рис.1), а при больших относительных скоростях может снова возрастать [3]. Существует довольно много вариантов аналитического задания особенностей сухого трения (рис.2), обзор которых дан в [2].

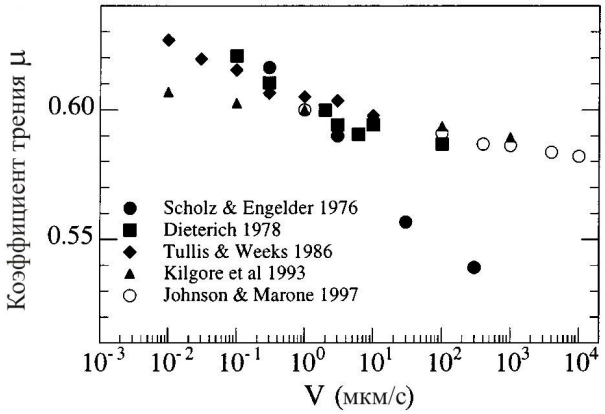


Рис. 1. Экспериментальная зависимость коэффициента трения от скорости движения, по [7].

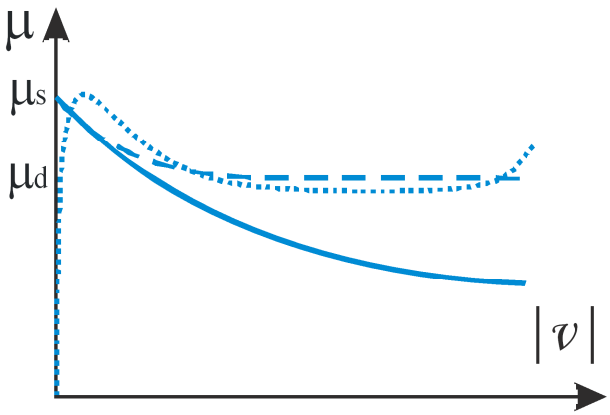


Рис. 2. Современные модельные зависимости коэффициента трения от относительной скорости.

Кроме того, что коэффициент трения скольжения падает с увеличением скорости, наблюдается также и иной эффект - коэффициент трения покоя m_s увеличивается с течением времени t контакта, примерно по логарифмическому закону [7]. Этот закон трения является общим и хорошо доказанным, и справедлив как для горных пород (для которых он был сформулирован), так и для других материалов.

Наличие в системе сухого трения приводит, помимо простой диссипации энергии, к весьма значительным следствиям для ее динамики

Модели Барриджа и Кнопова

Барриджем и Кноповым [6] предложена модель “груз на пружине”, в которой наблюдаются фрикционные автоколебания и движения типа “скольжение–прилипание” (stick-slip). При всей простоте модели она имеет особое значение: по современным представлениям именно с механизмом такого рода связано возникновение землетрясений.

Динамика такой модели слишком проста для представления сейсмотектонического процесса – все срывы (модельные землетрясения) в ней происходят периодически и предсказуемо. Однако добавление в систему второго блока приводит к качественному изменению её поведения [11]. Состоящая всего из двух связанных блоков автоколебательная система с сухим трением может демонстрировать как периодическое, так и сложное хаотическое поведение в зависимости от значений управляющих параметров. На рис.3 представлен фазовый портрет такой системы в координатах смещений блоков (X_1X_2) для хаотического режима.

Очевидно, что увеличение количества элементов в таких системах приведет к еще большему усложнению динамики.

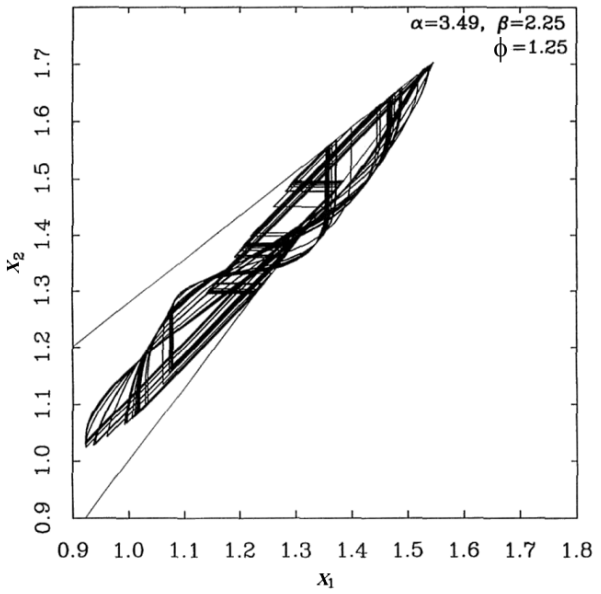


Рис. 3. Хаотический режим колебаний в системе двух блоков с сухим трением.

Трехдисковая модель с сухим трением

Блоки земной коры совершают как поступательные, так и вращательные движения. Взаимодействие по границам блоков определяет сейсмичность региона. Для описания динамики вращательного движения рассмотрим следующую трехдисковую модель [1], воспроизводящую основные черты поведения гранулированной структуры. Один из дисков (ведущий) движется с постоянной угловой скоростью. Два другие диска касаются ведущего диска и друг друга. В точках касания на ведомые диски действует момент сил трения.

Динамика исследуемой системы демонстрирует разнообразие режимов (затухающие колебания, регулярные и хаотические автоколебания) в зависимости от параметров модели. Управляющим параметром здесь является угловая скорость ведущего диска (которая моделирует скорость тектонического движения).

На рис. 4 показана фазовая диаграмма хаотических колебаний одного из ведомых дисков в координатах (φ,ω). В хаотическом режиме в динамике системы наблюдаются колебания различных периодов и амплитуд, а также внезапные скачки скорости углового вращения диска. Эти скачки представляют собой модельные "землетрясения".

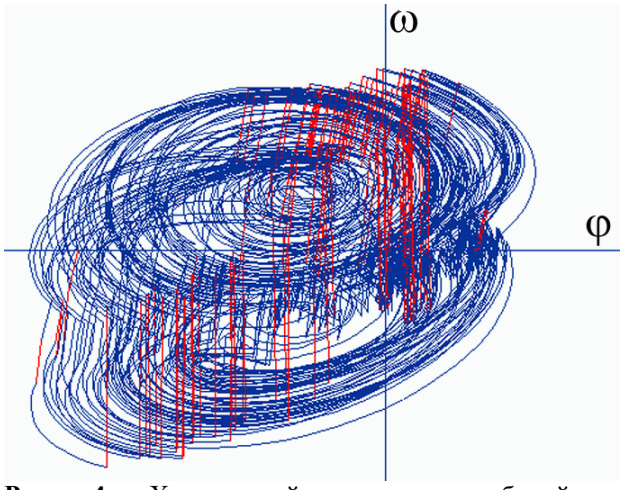


Рис. 4. Хаотический режим колебаний в трехдисковой модели.

Отметим, что величины скачков различны по величине, и направлены они как по, так и против направления вращения ведущего блока. Редкие скачки с большой амплитудой и многочисленные скачки с малыми амплитудами порождаются одним и тем же механизмом. Амплитуды скачков и временной интервал между скачками распределены хаотически. Никаких предвестников этих событий не обнаруживается, причем это относится к скачкам любой амплитуды.

Последовательность скачков уникальна для каждого начального состояния модели. Следует отметить, что для возникновения хаотического распределения моментов возникновения скачков не требуется введения какой-либо случайной силы – это является следствием нелинейного характера взаимодействия.

Модель движения сцепленных блоков по разлому ("train"-модель)

Измерения деформаций земной поверхности свидетельствуют о ее наличии колебаний с различными периодами и амплитудами. В некоторых местах наблюдаются относительно плавные изменения, в других – очень быстрые (землетрясения).

Для описания движения по разлому предложена модель сцепленных друг с другом блоков ("train"-модель). На каждый блок действуют упругие силы со стороны соседних блоков, вязкая сила сопротивления среды и сила трения со стороны движущейся с постоянной скоростью поверхности [1].

На рис. 5 показана временная развертка смещений для 50 центральных блоков из общего количества 100 блоков в цепочке. В цепочке наблюдаются скачки отдельных блоков, вызывающие смещения соседних блоков. Момент времени появления каждого скачка и знак смещения (вверх или вниз) непредсказуемы. Скачку не предшествует какое-либо особое поведение. Сколь угодно малое изменение начальных условий не приводит к качественному изменению поведения блоков, но последовательность скачков во времени становится совершенно другой. Эта модель позволяет понять особенности проявления сейсмичности вдоль разлома, а также и динамику бортов разлома.

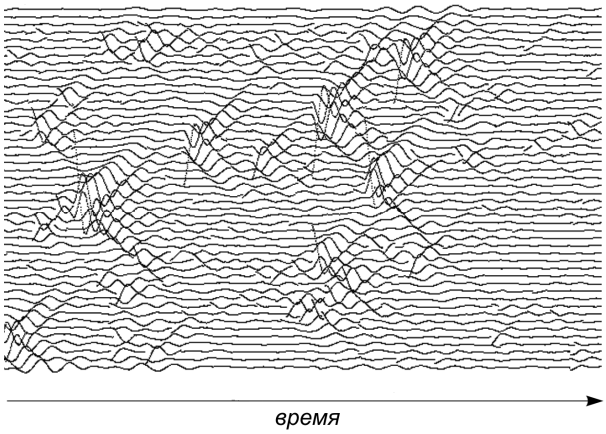


Рис. 5. Временная развертка смещений для 50 центральных блоков.

Предложено большое количество разнообразных моделей, развивающих подход Барриджа и Кнопова. В [11] рассмотрен двумерный вариант модели, в которой блоки, входящие в систему, соединены в одном направлении пружинами, а в другом – упругими стержнями, и взаимодействуют с основанием посредством сил сухого трения. Такая система демонстрирует поведение, называемое самоорганизованной критичностью (СОК) [5]. Результаты моделирование ее динамики широко используются для объяснения особенностей сейсмического процесса [11].

Существует также иерархическая модификация [10] модели Барриджа и Кнопова. В этой системе взаимодействующие посредством упругих связей блоки имеют размеры, подчиненные степенному закону распределения, и жесткости связывающих пружин пропорциональны размерам блоков.

Применение дисковой модели для описания блоковой динамики Эгейско-Анатолийский региона

Эгейско-Анатолийский регион представляет большой интерес для геодинамических и сейсмотектонических исследований. Динамика данного региона обусловлена взаимодействием Евроазиатской, Африканской и Аравийской плит. Качественно для описания этой сложной динамики можно применить несколько усложненную модель взаимодействия дисков.

Геологическими, геодезическими и сейсмотектоническими исследованиями установлена сложная блоковая структура Восточного Средиземноморья. В работах [8,9] приведены схемы сложной вращательно-поступательной микроплитной (блоковой) динамики, предлагаемая для интерпретации измерений скоростей GPS. При такой динамике, помимо общего смещения начинают проявляться собственные движения блоков, входящих в состав региона.

Согласно сейсмологическим наблюдениям в Эгейско-Анатолийском регионе отмечается повышенная сейсмическая активность, представленная, главным образом, слабыми землетрясениями. Сейсмичность региона по каталогу PDE за 1973-2007 гг. представлена на рис.6. Практически все землетрясения мелкие, коровые, их глубина не превышает 33 км. Расположение эпицентров неоднородное: значительная часть очагов концентрируется в зонах границ между крупными блоками (микроплитами), таких, как Северо-Анатолийский разлом, Эгейский желоб. Выделяются также зоны концентрации эпицентров меньшего масштаба. В то же время между этими зонами можно выделить области, где землетрясений мало.

Подобная картина может быть следствием сложного взаимодействия блоков земной коры разного масштабного уровня (ранга). Общей причиной (источником энергии) является воздействие Аравийской плиты. Это воздействие вызывает сложную поступательную и вращательную динамику и взаимодействие относительно жестких крупных блоков (микроплит), таких как Анатолийская, Эгейския и др. Эти крупные блоки, а также зоны между ними, в свою очередь, не являются однородными, а состоят из блоков меньшего масштаба, которые также могут совершать дифференциальные вращательные движения. Взаимодействие по краям этих разномасштабных блоков находит выражение в наблюдаемой картине сейсмичности.

Дифференциальные вращательные движения блоков в составе микроплит в данном регионе определены нами на основании анализа данных GPS в [4]. Результаты предварительного анализа на представлены рис. 6, где выделенные блоки показаны красным пунктиром. Видно, что выделенные блоки достаточно хорошо согласуются с характером пространственного распределения сейсмичности.

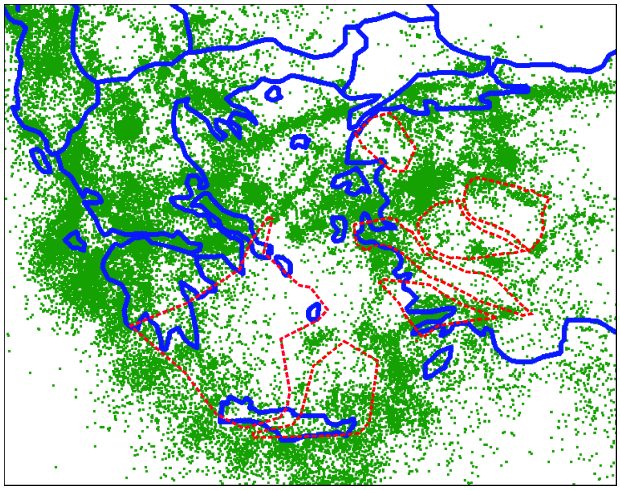


Рис. 6. Сейсмичность Эгейско-Анатолийскогорегиона и схема выделенных при анализе GPS блоков [4].

Рассмотренная система из соприкасающихся блоков моделирует

сложное поведение так называемой гранулированной структуры - системы блоков с допустимыми поступательными и вращательными относительными перемещениями, при непрерывном постоянном поступлении энергии. В гранулированных средах возможно как дифференциальные движения отдельных элементов, так и согласованное коллективное движение временно возникающих, и затем распадающихся агломератов.

Заключение

Все рассмотренные системы, несмотря на различные пространственно- временные масштабы, объединяют ярко выраженная особенность динамики. В них наблюдаются сложные колебательные движения, где вместе с циклами, определяемыми собственной частотой блоков, возникают непериодические колебания. В некотором диапазоне параметров (силы трения, скорости ведущих блоков и т.д.) в рассмотренных системах осуществляется режим хаотических колебаний, наблюдаются резкие перескоки между различными положениями, разделенные различными промежутками времени. Отдельные блоки, участвуя в общем процессе переработки поступающей энергии, могут вести себя относительно независимо, соседи могут участвовать в «перескоках» и в одинаковом, и в противоположных направлениях. Возможны вре́менные объединения части блоков в агрегаты, которые разрушаются через некоторое, неизвестное заранее время.

Это явление - хаотическое поведение при точном задании всех параметров, - носит название детерминированного хаоса. Сходная по виду картина наблюдается при некотором, достаточно широком (но неизвестном точно), разбросе параметров. Однако любое, сколь угодно малое изменение параметров: скорости, силы трения и т.д., или начальных условий приводит к тому, что поведение каждого блока может измениться, т.е. конкретные траектории движения и моменты резких изменений (катастроф) становятся другими. При этом общий характер динамики может как сохраниться, так и, в случае прохождения бифуркации, перестроиться кардинальным образом.

Рассмотрение подобных моделей делает более понятным источник сложностей, с которыми сталкиваются исследователи при прогнозе землетрясений и других катастрофических событий. Ограниченность (или невозможность) прогноза в таких системах заложена в самой их природе.

Подчеркнем, что ключевую роль в хаотическом характере поведения рассмотренных систем играет именно сухое трение. Таким образом, модели динамики, учитывающие сухое трение, весьма полезны для понимания особенности и сложности сейсмотектонического процесса, и для наук о Земле в целом.

Литература

1. *Вадковский В.Н., Захаров В.С.* Электронное учебное пособие “Динамические процессы в геологии” // Материалы XXXV тектонического совещания, М. 2002. С. 86-89.
2. *Захаров В.С.* Блоковые модели с сухим трением в сейсмотектонике// Электронное научное издание «ГЕОразрез». 2010. вып. № 2–2010 (7).
3. Основы трибологии (трение, износ, смазка) / Под. ред. А.В. Чичинадзе. М.: Машиностроение, 2001. 664 с.
4. *Симонов Д.А., Захаров В.С., Лю С.* Методики анализа современных дискретных движений блоков геодинамически активных областей по данным GPS (на примере Эгейско-Анатолийского региона) // Мат.-лы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2006. Т. 1. С. 215–219.
5. *Bak P., Tang C., Wiesenfeld K.* Self-organized criticality: An explanation of the 1/f noise // Phys. Rev. Lett. 1987. Vol. 59. P. 381–384.
6. *Burridge R., Knopoff L.* Model and theoretical seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. 1967. Vol. 57. № 3. P. 341-371.
7. *Marone C.* Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1998. Vol. 26. P. 643-696.
8. *McClusky S., Balassallian S., Barka A.* et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern

Mediterranean and Caucasus. // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B3. P. 5695–5719.
9. *Nyst M., Thatcher W.* New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. № B11406. doi:10.1029/2003JB002830
10. *Schmittbuhl J., Vilotte J.-P., Roux S.* Velocity weakening friction: A renormalization approach // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № B6. P. 13911-13917.
11. *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Second edition. Cambridge University Press. Cambridge. 1997. 398 p.

ГЛОБАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОДООБМЕН И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

Зверев В.П.

Учреждение Российской академии наук Институт геоэкологии им.Е.М. Сергеева РАН, Москва
(zverev@geoenv.ru)

Появление воды на Земле связано с процессом ее возникновения, которая, как и планеты Солнечной системы, образовалась в результате аккреции и аккумуляции протопланетного вещества. Разогрев планет и внутренняя дифференциация их вещества сопровождалась дегазацией летучих, темпы и масштабы которой во многом зависели от массы планеты и ее расстояния до Солнца, что в свою очередь определило особенности распределения и эволюции воды на каждой из планет земной группы.

Содержание воды в гипотетической примитивной мантии Земли оценено И.Д. Рябчиковым [7] примерно в 0,1% ее массы, что составляет порядка $4 \cdot 10^{24}$ г. Им же сделан вывод, что, содержание H_2O в стеклах MORB соответствует концентрации воды в деплетированной и дегазированной верхней мантии. Исходя из этого, в настоящее время в мантии должно находиться ~$1 \cdot 10^{24}$ г H_2O и соответственно около $3 \cdot 10^{24}$ г воды было дегазировано. Значительная часть этой массы пошла на формирование поверхностной и подземной гидросфер, которое началось, судя по изотопным данным, на рубеже архея – 4 млрд. лет тому назад. Средние темпы выделения воды за это время составляют $0.75 \cdot 10^{15}$ г/год. По мнению большинства исследователей на начальных этапах эволюции Земли они были выше, снизившись в современную эпоху до $0.25 \cdot 10^{15}$ г/год [8].

В настоящее время в поверхностной гидросфере аккумулировано $1.37 \cdot 10^{24}$ г H_2O. Более проблематично количество воды в земной коре. После появления работ, уточняющих массу и средний химический состав горных пород земной коры [6] выполнена оценка количества подземных вод, содержащихся в основных оболочках земной коры [1, 2].

В осадочной оболочке земной коры в современную эпоху содержится $0{,}285 \cdot 10^{24}$ г. воды, т.е. приблизительно в 4,8 раз меньше чем в современном океане. Значительно больше воды – $0{,}504 \cdot 10^{24}$ г. – сосредоточено в т.н. "гранитной" и "базальтовой" оболочках земной коры. Суммарное количество всех типов подземных вод земной коры составляет $0{,}79 \cdot 10^{24}$ г, т.е. больше половины массы поверхностной гидросферы [2] (табл. 1).

Важнейшей особенностью подземных вод земной коры является то, что они относятся к ее подвижным компонентам, т.е. благодаря их постоянному переносу практически любая система в пределах земной коры является открытой. Перенос подземных вод в толще земной коры, обусловленный совместным влиянием солнечной радиации, теплового и гравитационного полей Земли, реализуется в процессе ее эволюции постоянно, включая ряд циклов, начиная от активного водообмена в верхних, до замедленного – в глубоких частях земной коры. Уточненная [1, 2, 3] количественная модель массопотоков подземных вод в пределах всей толщи земной коры приведена в табл.2.

Если оценить общую массу свободных гравитационных подземных вод, участвовавших в активном глобальном круговороте гидрогеологического цикла за фанерозой (~ $6{,}0 \cdot 10^{27}$ г), которая оказалась близка к массе Земли в целом, превосходя более чем на три порядка массу гидросферы Земли.

Геологическая роль свободных, физически и химически связанных вод, затягиваемых в процессе дрейфа литосферных плит и субдукции под континентальную кору, очень велика. Они образуют гидротермальные системы, участвуют в вулканических извержениях и формируют нисходящий поток воды,

достигающий низов земной коры и верхней мантии, составляющий ~$0{,}38 \cdot 10^{15}$ г/год.

Таблица 1. Количество воды в земной коре

Тип земной коры	Оболочка слой)	Горная порода, 10^{24} г	Химически связанные воды, 10^{24} г	Свободные и физически связанные воды, 10^{24} г	Общая масса воды, 10^{24} г
Континентальный	Осадочная	1,90	0,0578	0,0910	0,1488
	Гранитно-метаморфическая	6,80	0,0796	0,0377	0,1173
	Гранулит-базитовая	9,35	0,1122	0,0232	0,1354
	В целом	18,05	0,2496	0,1519	0,4015
Субконтинентальный	Осадочная	0,62	0,0188	0,0540	0,0728
	Гранитно-метаморфическая	1,32	0,0154	0,0074	0,0228
	Гранулит-базитовая	2,33	0,0279	0,0058	0,0337
	В целом	4,27	0,0621	0,0672	0,1293
Океанический	Осадочная (I слой)	0,18	0,0107	0,0531	0,0638
	Вулканическая (II слой)	1,05	0,0072	0,0355	0,0427
	Базальтовая (III слой)	4,91	0,1473	0,0051	0,1524
	В целом	6,14	0,1652	0,0937	0,2589
Всего	Осадочная	2,70	0,0873	0,1981	0,2854
	«Гранитная»	8,12	0,0950	0,0451	0,1401
	«Базальтовая»	17,64	0,2946	0,0696	0,3642
	В целом	28,46	0,4769	0,3128	0,7897

Таблица 2. Массопотоки подземных вод земной коры

Массопотоки. Состояние воды	Толщи, вовлекаемые в водообмен	Водообмен, г/год	Время реализации, 10^6 лет	Масса водообмена, г
Гидрогеолсгический. Гравитационные	Активный водообмен континентов	$10{,}50 \cdot 10^{18}$	570	$5{,}98 \cdot 10^{27}$
	Замедленный водообмен континентов	$0{,}66 \cdot 10^{18}$	1600	$1{,}06 \cdot 10^{27}$
Литогенетический. Физически и химически связаные	Осадочные породы континентов и субконтинентов	$6{,}20 \cdot 10^{15}$	1600	$9{,}92 \cdot 10^{24}$
	Метаморфическая оболочка континентов	$0{,}041 \cdot 10^{15}$	4000	$0{,}16 \cdot 10^{24}$
Геологический Химически и физически связаннаые.	Осадочный слой океанического блока	$0{,}319 \cdot 10^{15}$	2500	$0{,}797 \cdot 10^{24}$
	Вулканогенный и базальтовый слои океаниов	$0{,}975 \cdot 10^{15}$	2500	$2{,}437 \cdot 10^{24}$
Вулканогеннс-гидротермальный. Пароводяная смесь.	Океанические рифты	$0{,}18\text{-}2{,}23 \cdot 10^{18}$	2500	$0{,}45\text{-}5{,}57 \cdot 10^{27}$
	Вулканические извержения	$0{,}115 \cdot 10^{15}$	2500	$0{,}29 \cdot 10^{24}$
	Островные дуги и активные континентальные окраины	$4{,}00 \cdot 10^{15}$	2500	$10{,}00 \cdot 10^{24}$

Их суммарный массопоток достигает $1{,}294 \cdot 10^{15}$ г/год (табл. 3).

Таблица 3. Составляющие массопотока подземных вод в зонах субдукции

Составляющие массопотока	Интенсивность массопотоков, 10^{15} г/год
Гидротермы	0,800
Вулканические извержения	0,115
Нисходящий поток	0,379
Полный массопоток	1,294

Таким образом, можно заключить, что массы подземных вод, участвующих в круговороте подземной гидросферы земной коры в масштабе геологического времени, оцениваемого периодом существования осадочной и гранитно-метаморфической оболочек земной коры, весьма велики, они превосходят на 2-3 порядка массу современной поверхностной гидросферы и соизмеримы с массой Земли в целом.

Следует еще раз подчеркнуть, что разогрев недр планет и внутренняя дифференциация их вещества сопровождались дегазацией летучих, темпы и масштабы которой во многом зависят от массы планеты и ее расстояния до Солнца, что в свою очередь определило особенности распределения и эволюции воды на каждой из планет земной группы.

Общим для планет земной группы, за исключением Земли, является крайне низкое содержание, практически полное отсутствие воды в атмосферах планет и на их поверхности (табл. 4).

На Меркурии и Луне атмосферы и гидросферы полностью отсутствуют. На Венере, по мере ее дегазации, формировалось атмосфера, состоявшая из углекислого газа, азота, гелия и паров воды. Последние, попадая в верхние слои атмосферы, под действием солнечного света диссоциируют на ОН и Н. Последний, вместе с гелием, покидает планету, способствуя формированию углекислой атмосферы.

В атмосфере и поверхностности и приповерхностных частях Марса в настоящее времени присутствуют объемы воды, составляющие лишь незначительную часть от ее первоначальной массы, которая позволяла допускать существование на Марсе поверхностной гидросферы и океанов. Предполагается, атмосфера на Марсе, контролировавшая реализацию круговорота воды в условиях теплого влажного климата, на рубеже 4,1– 3,8 млрд. лет назад была разрушена катастрофической метеоритной бомбардировкой, что обусловило потерю большей части поверхностной гидросферы. Современные проявления воды на Марсе представлены ледяными шапками в его полярных областях. Реальное существование воды на Марсе было блестяще подтверждено буквально несколько месяцев тому назад инструментальными измерениями спускаемого аппарата «Феникс».

Предполагается, что выше 60 параллелей обоих полушарий поверхностные слои планеты представляют собой смесь льда с марсианским грунтом. Масса воды во льдах на поверхности и приповерхностных частях Марса составляет примерно $1 \cdot 10^{21}$ г, что на три порядка меньше ее количества в гидросфере Земли.

Рассмотренное распределение воды на планетах земной группы говорит, что большая ее часть дегазирована и покинула планеты. Можно допустить, что содержание воды в их мантиях соответствует значениям, характерным для деплетированной мантии Земли. Рассчитанные исходя из этого сугубо ориентировочные массы воды в их толщах приведены в табл. 4.

Резко отличается по этим показателям Земля, температурный режим которой позволяет вот уже более 3 млрд. лет существовать поверхностной гидросфере и мощным круговоротам воды, захватывающим земную кору и верхнюю мантию. Вулканическая активность на Земле происходит в течение всей ее истории и, в отличие от других планет, на ней реализуются процессы тектоники плит, включающие рифтинг, дрейф литосферных плит и субдукцию.

Развитие гидротерм, сопровождающих вулканизм, рифтогенез и субдукцию, обычно рассматривают как вторичный продукт этих процессов. Однако приводимые ниже соображения позволяют подойти к несколько иному, достаточно неожиданному и дискуссионному выводу.

Время существования и особенности развития вулканизма на планетах земной группы и отсутствие на них дрейфа литосферных плит позволяют заключить, что количество и особенности распределения воды на планете могут в определенной мере служить причиной, ограничивающей возможность реализации этих процессов. Действительно, вулканизм на Меркурии, Венере, Марсе и Луне развивался только в первые миллиарды лет после образования, пока их недра содержали количества воды, достаточные для поддержания необходимых физических условий для образования магм. По мере дегазации и диссипации воды процессы вулканизма на Меркурии, Венере, Марсе и Луне повсеместно постепенно затухали. Причем, чем больше было воды, тем дольше продолжался вулканизм. На этих планетах не существуют процессы рифтинга и субдукции, – определяющие плейтектонику, – для реализации которых необходимо постоянное участие определенных масс воды, поступающих из поверхностной гидросферы и водосодержащих горных пород океанической коры в зоны погружения плит для поддержания физических параметров горных пород, необходимых для конвекции в верхней мантии.

На Земле в срединно-океанических хребтах поступление воды в зону образования магм осуществляется в результате гидротермальной конвекции непосредственно из океанических вод. В зонах субдукции за поступление воды ответствен геологический – литосферно-мантийный круговорот подземных вод океанической коры (табл. 5).

Таблица 4. Вода в планетах земной группы

Масса воды, ~10^{24} г	Меркурий	Венера	Земля	Марс
Поверхностная, 10^9 лет назад	не было	не было	с 3,0	4,1-3,5
Начальная	0,22	3,2	4,0	0,42
Современная	$<10^{-5}$	>0,8	3,2	0,12
В толще планет	$<10^{-5}$	0,8	1,8	0,1

Таблица 5. Массопотоки геологического круговорота подземных вод за 2,5 млрд. лет.

Составляющие массопотока	За время реализации, 10^{24} г
Гидротермы	2,000
Вулканические извержения	0,290
Нисходящий поток	0,947
Полный массопоток	3,237

В результате этого физически связанные воды осадочного и вулканогенно-осадочного слоев океанической коры погружаются под континентальную кору и, переходя в свободное состояние, участвуют в формировании гидротерм и в вулканизме островных дуг и активных континентальных окраин. Химически связанные воды базальтового слоя океанической коры в ходе дрейфа литосферных плит поступают в глубокие слои земной коры и верхнюю мантию [10], где, переходя в свободное состояние, перманентно поддерживают необходимые физические параметры горных пород и магматических расплавов, необходимые для конвекции в верхней мантии. Как отмечает В.П. Трубицын [9], влияние воды на вязкость вещества мантии сравнимо с влиянием температуры. И.Д.Рябчиков [7] подчеркивает большое значение глубоких ветвей (до 400 км) круговорота горных пород, воды которых могут достигать переходной зоны и контролировать начало плавления мантийных пород.

Следует отметить, что на Земле процессы рифтогенеза и субдукции и соответственно дрейфа литосферных плит начались порядка 2,5 млрд. лет назад, после

возникновения океанов и одновременно с образованием гидратированных осадочных и вулканогенных пород океанической коры.

Массы воды, поступившие в нижнюю часть земной коры и верхнюю мантию за время существования геологического круговорота подземных вод и реализации процессов дрейфа литосферных плит, составляют $0{,}947 \cdot 10^{24}$ г, что соизмеримо с массами воды ($1 \cdot 10^{24}$ г), содержащимися в мантии и диссипированными в космическое пространство (табл. 6).

Таблица 6. Массы воды, компенсирующие дегазацию мантии

Параметры Гидросферы	Масса воды, 10^{24} г
Содержание воды в деплетированной верхней мантии	~1
Масса, диссипированной воды за пределы Земли	~1
Нисходящий массопоток геологического водообмена за 2,5 млрд. лет	0,95

Это дает возможность предположить, что геологический круговорот подземных вод, осуществляемый в ходе дрейфа литосферных плит, может являться механизмом, компенсирующим дегазацию верхней мантии и поддерживающим содержание в ней воды на уровне, необходимом для реализации процесса ее конвекции [4, 5, 12].

Вполне вероятно, что на Марсе, в эпоху развития поверхностной гидросферы и океанов, могли начаться процессы рифтогенеза (подобные структуры на Марсе обнаружены), но, из-за достаточно кратковременного существования заполненных водой океанических впадин, дрейф литосферных плит здесь не реализовался. Следует подчеркнуть, что континентальные рифты Земли, где отсутствуют необходимые количества воды для создания мощных гидротермальных циркуляционных систем, в большинстве своем со временем останавливаются в своем развитии.

Таким образом, из всего сказанного вытекает, что геологический круговорот подземных вод на Земле, захватывающий земную кору и мантию, в определенной степени может компенсировать дегазацию и дегидратацию Земли, позволяя поддерживать ее тектоническую активность в отличие от других планет в течение длительного периода, вплоть до настоящего времени.

Литература

1. *Зверев В.П.* Новые данные о массах и массопотоках подземных вод в земной коре// Доклады АН, 2004 .Т.397, №5. С. 660-663.
2. *Зверев В.П.* Подземные воды земной коры и геологические процессы. 2-е изд. М.: Научный мир, 2007. 256 с.
3. *Зверев В.П.* Вода в Земле. Введение в учение о подземных водах. М.: Научный мир, 2009. 252 с.
4. *Зверев В.П.*Особенности и последствия круговорота подземных вод // Доклады АН, 2009 .Т.425, №4. С..509-512
5. *Зверев В.П.* Подземные воды и эволюция Земли. М.: Научный мир, 2009. 16.с.
6. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов.М.: Наука, 1990. 182 с.
7. *Рябчиков И.Д.* Флюидный режим мантии Земли // Вестник ОГГГГН РАН, 1999.
8. *Сорохтин О.Г.* Жизнь Земли. М.–Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. 452 с.
9. *Трубицын В.П.* Единая глобальная эволюционная тектоника Марса. Земли и Венеры и этапы тектонической эволюции континентов на Земле// Эволюция тектонических процессов в истории Земли.// Материалы XXXYII Тектонического совещания, Новосибирск, 2004. С. 220-223.
10. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
11. *Zverev V.P.* New Data on Masses and Mass Fluxes of Subsurface water in the Earth's Crust and Rock-Water Ratio in Geological Processes.// Water-Rock Interaction Vol. 2. Taylor&Francis Co. London. 2007. P. 1521-1524.
12. *Zverev V.P.* Global geological water exchange and evolution of the Earth // Water-Rock Interaction.Taylor&Francis Group. London. 2010. P. 235-237.

МАССООБМЕН ГЕОФЛЮИДОВ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ВОД КАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Зверев В.П., Костикова И.А.

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия
(zverev@geoenv.ru)

Введение

Каспийская впадина в совокупности с примыкающими к нему пространствами Предкавказья, Прикаспия, Западного Казахстана, Туркмении, части Куринской впадины и небольшой части Северного Ирана представляет собой обширный, обладающий сложным внутренним строением ареал прогибания – внутриконтинентальный седиментационный бассейн, конечным водоемом стока которого является Каспийское море. Этот ареал четко выражен как отрицательный элемент в суммарной структуре осадочного чехла и еще более четко – в рельефе поверхности фундамента.

Одной из важнейших особенностей осадочных является широкое развитие геофлюидов, включающих как жидкую и газовую, так иногда и твердую фазы [8]. В Каспийском осадочном бассейне это седиментационные воды, локальные скопления углеводородов, а так же разжиженные массы глинистых пород в зонах разуплотнения.

Седиментационные воды

В осадочной толще Каспийского осадочного бассейна содержится $11{,}9 \cdot 10^{20}$ г. химически и физически связанных и свободных подземных вод, из которых на последние приходится почти $7{,}4 \cdot 10^{20}$ г, что практически на порядок превышает массу воды Каспийского моря ($0{,}78 \cdot 10^{20}$ г) [5]. Следует подчеркнуть, что значительная часть этих вод ($5{,}3 \cdot 10^{20}$ г) сосредоточена в Южно-Каспийском осадочном бассейне.

Углеводороды

Каспийский осадочный бассейн является одним из наиболее богатых нефтегазоносных регионов мира, подразделяясь на три нефтегазоносные области: Северо-, Средне- и Южно-Каспийские.

Основные нефтегазоносные ресурсы Каспийской впадины сосредоточены в Южно-Каспийском бассейне. В мощном 20-25 км осадочном чехле нефтегазоносность установлена в широком стратиграфическом диапазоне от алленского яруса средней юры до апшеронского яруса эоплейстоцена. Наибольшими запасами углеводородов характеризуется Апшерон-Прибалханский порог, южнее которого находится обширная зона высокопотенциальных крупных морских структур.

В среднем дебит нефтяных скважин в Южном Каспии составляет $1 \cdot 10^3$ тонн/сутки, а общая добыча нефти в настоящее время достигает $50\text{-}60 \cdot 10^6$ тонн/год. Общий объем углеводородов в Южно-Каспийском бассейне таким образом оценивается величиной порядка $20 \cdot 10^9$ тонн условного топлива [9].

Грязевой вулканизм

Наиболее интенсивные проявления грязевулканической деятельности находятся на Апшеронском полуострова, примыкающей к нему на юге и востоке акватории Каспия, а так же в сопряженной с ними восточной части Куринской впадины. Другая грязевулканическая провинция находится на противоположном восточном побережье Каспия в Западно-Туркменской впадине.

В Южно-Каспйской впадине канал одного из подводных грязевых вулканов пронизывает осадочную толщу до глубины 9 км, достигая кровли продуктивной толщи среднего плиоцена [6]. Очевидно, здесь корни грязевых вулканов связаны с глинистыми плиоцен-четвертичными толщами. На запад, в сторону Куринской впадины они связаны с более возрастными

отложениями, но не опускаются ниже глинистой толщи майкопа.

Исследования изотопии гелия показали, что грязевой вулканизм не связан с мантийными процессами. Изотопное отношение 3He/4He (>10–8,3) однозначно показывает на коровый источник продуктов грязевого вулканизма [7].

Работами многих исследователей показано, что очаги грязевого вулканизма связаны с мощными толщами глинистых отложений, характеризующимися развитием зон аномально-высоких пластовых давлений.

Количественная оценка подводной грязевулканической деятельности достаточно сложна. В этом плане наиболее надежными представляются исследования выполненные Н.Ф.Глазовским, В.В.Батояном и С.А.Брусиловским [1], которые смогли оценить минеральные, водные и газовые поступления в акваторию Каспия в результате деятельности грязевых вулканов. По их данным суммарный продуктов грязевого вулканизма составляет примерно $5 \cdot 10^{12}$ г/год в том числе минерального вещества ~$2 \cdot 10^{12}$ г/год, воды ~$2.5 \cdot 10^{12}$ г/год и газа ~$0.5 \cdot 10^{12}$ г/год.

Массопотоки геофлюидов

На основании приведенных выше данных сделана приближенная оценка масс и массопотоков геофлюидов Каспийской впадины (рис. 1).

Сравнение масс седиментационных вод и потенциальных запасов углеводородов в Каспийской впадине показывает, что первые − массы воды превышают вторые − массы нефти и газа на четыре порядка. В свою очередь масса седиментационных вод на два порядка меньше массы осадочных горных пород впадины. Это говорит о том, что процессы техногенно-антропогенной деятельности, реализуемые в недрах осадочного бассейна приближаются по масштабам к природным процессам. В результате добычи нефти и газа в толще осадочного чехла возникают вторичные потоки седиментационных вод, направленные к структурам, содержащим извлекаемые углеводороды.

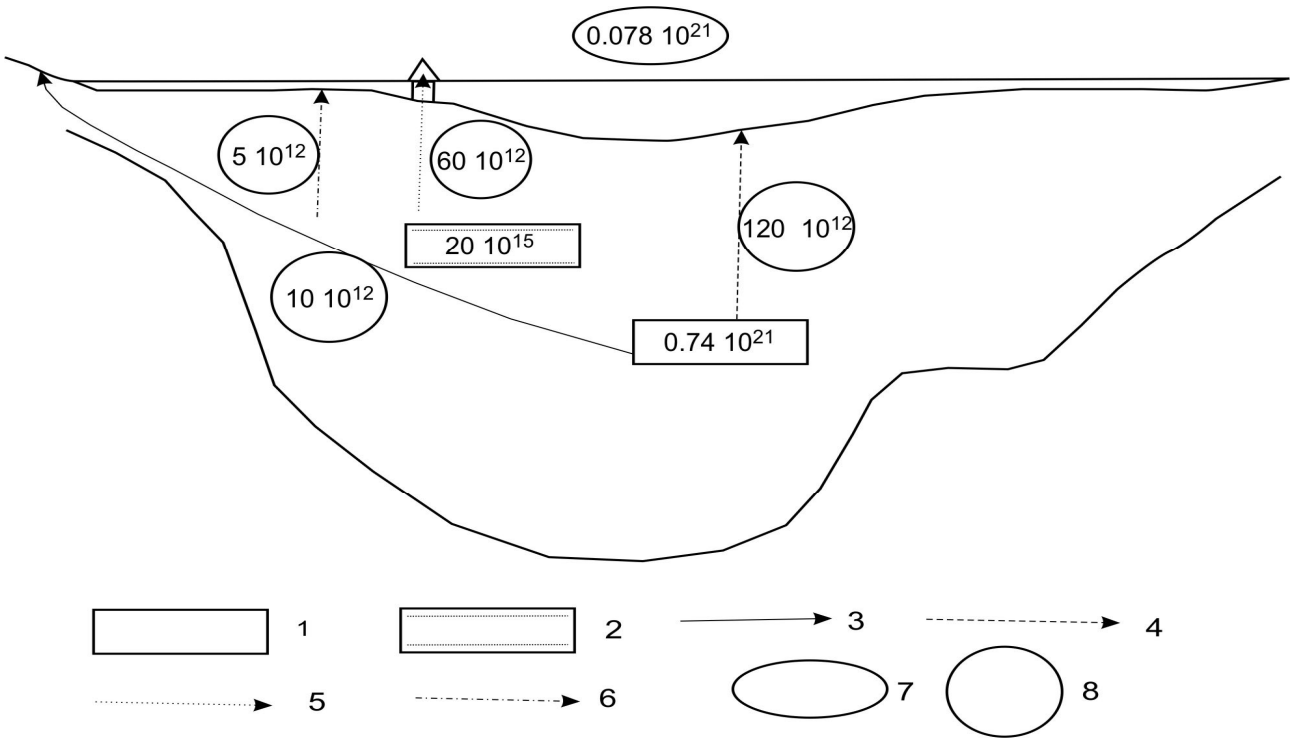


Рис. 1. Массы и массопотоки геофлюидов Каспийского осадочного бассейна

1 − массы седиментационных вод, г; 2 − массы нефтегазопродуктов, г; 3 − разгрузка седиментационных вод; 4 − скрытая разгрузка седиментационных вод; 5 − грязевулканические массопотоки; 6 − добыча нефтегазопродуктов; 7 − масса воды Каспийского моря г; 8 − массопотоки, г/год.

Значительно менее масштабны массопотоки, характеризующие грязевулканическую деятельность, которые более чем на порядок меньше массопотоков скрытой разгрузки седиментационных вод, составляя суммарно ~$5 \cdot 10^{12}$ г/год. В тоже время масштабы параксизмальной разгрузки седиментационных вод, как и крупных грязевулканических извержений, могут превышать среднегодовые значения в два и более раз.

В гидрогеологическом понимании Каспийская осадочная впадина представляет собой классический элизионный бассейн. В.И. Дюнин [4] показал, что под собственно эллизионным процессом следует понимать рассредоточенную в пространстве и во времени восходящую миграцию поровых и освобождающихся связанных вод, доля которых в единицу времени и с единицы площади в общем водном балансе гидрогеологических структур чрезвычайно мала и может играть значительную роль лишь при идеальных условиях изоляции отдельных частей разреза. Характерной особенностью глубоких горизонтов является преимущественно вертикальная миграция, приурочиваемая к зонам тектонических разломов, которые следует рассматривать не как узколинейную структуру. Скорее всего, основным видом движения в глубоких водоносных горизонтах является эпизодическая восходящая локальная миграция флюидов по разломам и их пересечениям, активизирующаяся в периоды увеличения тектонической активности.

Все это хорошо согласуется с идеей авторов о возможности подобных процессов в Каспийском осадочном бассейне и в первую очередь изолированной части бассейна, которой является достаточно мощная толща разуплотненных пород в интервале 7-12 км в Южной мегавпадине [2].

Высокая скорость осадконакопления в Южной котловине Каспия является причиной недоуплотнения глинистых пород уже на небольших глубинах порядка 2 км и формирования аномально высоких пластовых давлений, создающих своеобразный гидродинамический режим осадочной толщи. В отличие от других подобных районов зона разуплотненных пород в осадочном чехле Каспия существует и на больших глубинах.

Эта зона играет огромное значение в геофлюидодинамической эволюции Каспийского бассейна. Именно с ней в Южном Каспии связан грязевой вулканизм, реализуемый в условиях присутствия воды и углеводородных скоплений с аномально высокими пластовыми давлениями и широким развитием разрывных нарушений.

Литература

1. *Глазовский Р.Ф., Батоян В.Е, Брусиловский С.А.* Грязевой вулканизм как источник поступления вещества в Каспийское море // Комплексные исследования Каспийского моря. МГУ. 1976. С.189-200.
2. *Гулиев И.С., Павленкова Н.И, Раджапов М.М.* Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины // Литология и полезные ископаемые 1988. С.130-136.
3. *Дадашев Ф.Г., Мехтиев Ф.К.* Грязевые вулканы Каспийского моря // Изв. АН АзССР. Сер. Наук о Земле. 1979 №5. С.26-32.
4. *Дюнин В.*И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов // М.:Научный мир, 2000. 472 с.
5. *Зверев В.*П., Костикова И.А. Седиментационные воды Каспийского осадочного бассейна (массы и массопотоки). М.: Научный мир. 2008. 138 с.
6. *Кулакова Л.С., Лебедев Л.И.* Некоторые черты грязевого вулканизма в Южном Каспии // Каспийское море. Вопросы геологии и геоморфологии М., 1990. С.96-140.
7. *Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л.* Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 625-647.
8. *Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. (ред).* Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
9. *Хаин В.Е., Богданов Н.А. (ред.).* Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Пояснительная записка. М.:Научный мир, 2003. 118 с.

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ГЛОБАЛЬНАЯ УДАРНО-ВЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Зейлик Б.С. [а], **Надиров Н.К.** [б]

[а] *Институт Геологических Наук им. К.И. Сатпаева, Алма-Ата, Казахстан*
(boris.zeilik@gmail.com),
[б] *Национальная Инженерная Академия РК, Алма-Ата, Казахстан*
(nicneft_nadirov@mail.ru)

Введение

В монографии В.Е.Хаина и А.Е.Михайлова «Общая геотектоника» [26], опубликованной в 1985 г. в Москве, специальная глава посвящена кольцевым структурам. Кольцевые структуры в большом количестве стали выявляться после того, как в руки геологов стали поступать высотные аэрофотоснимки [4], а затем космические снимки разных масштабов. Упомянутая монография - одна из первых монографий, касающихся проблем глобальной геотектоники, написанная крупными учеными, в которой привлекается внимание к кольцевым структурам, как весьма важным тектоническим элементам земной коры.

Следует обратить внимание на то, что в этой главе обращается внимание на космогенные кольцевые структуры – астроблемы, т.е. структуры являющиеся следствием ударно-взрывных тектонических процессов, сопутствующих столкновениям Земли с крупными космическими телами – крупными метеоритами, астероидами и кометами.

Семью годами ранее, в 1978 г., в монографии «О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника)», опубликованной также в Москве, была представлена «Схема размещения предполагаемых и установленных гигантских астроблем (гиаблем) на Земле» [7,10]. На этой схеме привлекают внимание многочисленные кольцевые структуры регионального и глобального масштабов. В частности, границы литосферных плит, «вдоль которых концентрируется практически вся тектоническая и сейсмическая активность», намечаемые «по распределению очагов землетрясений» [26] нередко имеют дугообразные очертания. На это необходимо обратить особое внимание, т. к. это, по нашему мнению, гигантские дугообразные расколы литосферы – мировая рифтовая система, обусловленная грандиозными космическими ударами и взрывами крупных космических тел, бомбардировавших Землю [7,8,10]. Подчеркнем, что Ю.М. Пущаровский [24] рассматривает образование мировой рифтовой системы – этих гигантских планетарных разрывов как результат столкновений Земли с астероидами. Иными словами, актуальная в последние десятилетия «тектоника литосферных плит», или «новая глобальная тектоника – НГТ», логично вписывается в ударно-взрывную тектонику – УВТ.

На упомянутой схеме в силу ее мелкого масштаба не показано огромное количество кольцевых структур с поперечниками в сотни и даже тысячи км, не говоря о кольцевых структурах меньших диаметров.

Космогеологическая карта СССР и кольцевые структуры

В 1984 г. на XXVII сессии Международного Геологического Конгресса, проходившей в Москве, демонстрировалась Космогеологическая карта СССР масштаба 1:2 500 00 [19]. На этой карте показано изобилие кольцевых структур: порядка 5000, в том числе и весьма крупных размеров с поперечниками, измеряющимися сотнями и тысячами километров.

Среди кольцевых структур выделяются: тектоногенные, магматогенные, ультраметаморфогенные и импактные (астроблемы установленные и

предполагаемые). При этом обращает на себя внимание следующая удивительная особенность: кольцевые структуры, вне зависимости от их природы, в одинаковой степени, без какой бы то ни было избирательности широко проявлены на структурно-формационных стратифицированных и нестратифицированных образованиях любого возраста, будучи наложенными, подобно штампам на гетерогенную геологическую ситуацию. Это может быть истолковано только как указание на их космогенную природу. Такая картина возможна лишь в случае, когда образование кольцевых структур не диктуется геологической историей субстрата.

Однако в границах распространения древних домезозойских толщ, в районах древнего вулканизма, а также в современных вулканических областях, значительная часть дешифрирующихся кольцевых структур, за исключением тех из них, которые наложены на гетерогенный субстрат, имеют, безусловно, эндогенную природу [4].

При составлении Космогеологической карты СССР [19] большим числом опытных геологов было отдешифрировано огромное количество высококачественных аналоговых космических снимков, полученных с помощью советских космических аппаратов того времени. Поскольку массовое дешифрирование космических снимков в таком большом объёме производилось впервые, не будучи ограниченным какими бы то ни было теоретическими или иными идейными соображениями, построениями и запретами, а результат этого дешифрирования заранее не был известен, постольку выявление запечатлённых на космических снимках кольцевых структур оказалось совершенно объективным.

Результат был весьма неожиданным. К нему не были готовы. Никакие геотектонические концепции того периода не предусматривали такого обилия кольцевых структур. Определение природы этого феномена вызвало затруднения. Если для половины выявленных кольцевых структур идентификация, к слову, нередко предположительная и неуверенная, была осуществлена, то для второй половины пришлось давать такое определение – «структуры неустановленного или сложного происхождения». Причём к этой категории были отнесены преимущественно крупные кольцевые структуры с поперечниками 230-270 километров и более. В качестве астроблем, т.е. космогенных кольцевых структур, на этой карте было показано всего лишь 15 объектов.

Возникла проблема кольцевых структур. Требовалось решение этой проблемы. Оно оказалось очень «простым». На Геологической карте России и прилегающих акваторий масштаба 1: 2 500 000, изданной в 2000 г., нет ни одной кольцевой структуры, контуры которой являлись бы результатом дешифрирования космических снимков [2]. Аналогичная картина характерна и для Геологической карты Казахстана масштаба 1:1 000 000, изданной в 1996 г.[1]. Таким образом, налицо – решение, продиктованное отсутствием приемлемой интерпретации природы кольцевых структур с позиций господствующих геотектонических концепций. Одним словом: есть кольцевые структуры – есть проблема, нет кольцевых структур – нет проблемы! Решение об удалении кольцевых структур с региональных геологических карт указывает на то, что важнейшая структурная информация, содержащаяся в космических снимках, полностью исключена, никак не рассматривается и не используется при региональных картосоставительских работах. Иными словами: космическая эра, насчитывающая половину столетия, как бы еще не наступила! Ошибочность такой позиции очевидна.

За полстолетия космической эры многочисленные межпланетные зонды принесли огромное количество информации о поверхностном облике и различных особенностях планет Солнечной системы и их многочисленных спутников. Оказалось, что поверхности всех небесных тел, включая Землю, покрыты огромным числом кольцевых структур различных размеров. Космические исследования показали, что

ударные кратеры – самая распространённая геологическая структура в Солнечной системе. Это подтвердило тот факт, что и Земля подвергается регулярной астероидно-метеоритно-кометной бомбардировке. Определённая, меньшая в количественном отношении, часть кольцевых структур имеет эндогенную – вулканическую и вулканоплутоническую природу. Помимо космогенных кратеров, космические зонды позволили зафиксировать и типичные вулканические кольцевые образования. Достаточно вспомнить один из галилеевых спутников Юпитера – Ио, являющуюся планетой с наибольшей вулканической активностью в солнечной системе. Впечатляют своими размерами марсианские вулканы: Олимп – гигантская гора с высотой конуса 27,4 км и поперечником основания 600 км, а также, расположенные в той же области Марса огромные вулканы Аскрейский, Павлиний и Арский.

Отличие ударно-взрывных космогенных кольцевых структур от наиболее распространённых эндогенных, вулканических – весьма наглядное. Первые представляют

собою отрицательные формы рельефа – впадины, либо всхолмленные возвышения без вулканических гор (это впервые выявленные и описанные в Казахстане кометные кольцевые структуры [17]), вторые – положительные формы рельефа – вулканические горы.

Новый метод прогноза месторождений полезных ископаемых

Анализ пространственного размещения месторождений полезных ископаемых показывает, что игнорирование такого важного структурного элемента, каким являются кольцевые образования, наносит серьёзный ущерб прогнозным построениям, на которые должна опираться поисково-разведочная практика. Напротив, использование этой новейшей структурной информации, извлекаемой из данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), позволяет принципиально усовершенствовать прогноз месторождений [9,11-16,18].

Ударно-взрывные, импактные кольцевые структуры, обычно отчетливо проявляющиеся на космических снимках, нередко контролируют крупные месторождения полезных ископаемых. К примеру, в главе «гигантские кратеры и месторождения», помещенной в монографии [20], в которой изложены результаты научно-исследовательских работ по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН, выполненной под кураторством академика, вице-президента РАН Н.П. Лаверова, приводится важная информация о четырех космогенных кратерах с диаметром больше 100 км. С этими кратерами связаны крупные и крупнейшие месторождения полезных ископаемых. Такими кратерами являются: Попигай (Россия), D~100 км, возраст 36 млн. лет: крупнейшее месторождение импактных технических алмазов; Вредефорт (Юж. Африка), D~200 км, возраст 2,0 млрд. лет: половина мировых запасов золота; Чиксулуб (Мексика), D~180 км, возраст 65 млн. лет: нефть Кампече, 2/3 добычи Мексики; Садбери (Канада), D~200 км, возраст 1.9 млрд. лет: 1/3 мировых запасов никеля.

В Казахстане, на основе использования космических снимков, выполнены новые важные региональные прогнозные построения. В частности, в Западном Казахстане по космическим снимкам выявлены крупные космогенные кольцевые структуры, которые позволили построить карту прогноза месторождений нефти и газа, значительно превосходящую по своим качествам карту прогноза, созданную в традиционном ключе, т.е. без использования космической информации [3,9,13-16,18]. Исследования, выполненные в этом регионе, показали, что основная масса месторождений здесь оказалась приуроченной к концентрическим зонам разуплотнения горных пород, разделённых зонами сжатия, в гигантских астроблемах – гиаблемах [9,13-16,18].

В частности, в контуре Северокаспийско-Горномангышлакской гиаблемы, охватывающей территорию Прикаспийского, Устюртско-Бузашинского,

Южно-Мангышлакского и Аральского осадочных бассейнов, в границах концентрических зон разуплотнения горных пород этой структуры, сосредоточено 96.5% начальных геологических запасов углеводородов, в то время как в ее зонах сжатия выявлено всего лишь 3.5% разведанных запасов. В блоке тройного наложения зон разуплотнения Северокаспийско-Горномангышлакской, Актюбинской и Бузашинской кольцевых структур расположены крупнейшие месторождения нефти: Тенгиз и недавно открытый Кашаган.

В зонах разуплотнения Актюбинской кольцевой структуры сосредоточено 98.8% разведанных начальных геологических запасов углеводородов, в зонах сжатия всего 1.2%. В блоках двойного растяжения этой структуры разведано 99.6% начальных геологических запасов нефти и газа, в блоках двойного сжатия - лишь 0.31%.

Выявление подобных кольцевых структур и названных закономерностей в пространственном распределении месторождений нефти и газа стало возможным благодаря широкому использованию данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Анализ пространственного размещения известных месторождений нефти и газа указывает на безусловное влияние этих структур на их локализацию. Несомненно, что «космос, создавая подобные структуры, влияет на нефтяные дела» [21]. Нефть и газ, будучи флюидной подвижной субстанцией, используют для своего размещения ловушки преимущественно внутри зон растяжения-разуплотнения в земной коре. Определенную роль в их концентрации безусловно играют ритмы флюидного режима земной коры [22]. Очевидно, что месторождения нефти и газа, возникают не без гравитационного воздействия [23].

В соответствии с флюидодинамической концепцией образования месторождений полезных ископаемых, выдвинутой Б.А. Соколовым и В.И. Старостиным [25], можно было предположить, что подобный структурный контроль должен проявиться в пространственном размещении месторождений металлических полезных ископаемых, связанных с гидротермальной деятельностью, т.е. с флюидодинамическими процессами.

Выполненный анализ территориального распределения таких месторождений подтвердил эту мысль. Размещение месторождений оказалось соподчиненным с дугами палеозоид Казахстана, неоднократно упоминаемыми многими крупными геологами. Дуги эти выразительно запечатлены в геологических образованиях большей части территории страны. Они являются структурными составляющими Казахстанской гиаблемы.

Опираясь на положение геометрического центра этой гиаблемы, а также на центры других, меньших по диаметрам астроблем, а также на пространственное размещение месторождений, на всей огромной территории страны были построены дугообразные зоны растяжения и сжатия для каждой из астроблем [11,12,16].

В местах взаимного наложения зон растяжения, связанных с астроблемами различных размеров и возраста, возникли блоки двойного и тройного растяжения. При этом выявилось, что в блоках тройного растяжения находятся крупнейшие редкометальные месторождения Казахстана: Коктенколь, Верхнее Кайракты и Караоба. В подобном же блоке тройного растяжения находится вторая в Мире по значимости железомарганцевая провинция, к которой приурочены месторождения Ушкатын-3 и др.

Заключение

Все упомянутые выше построения были выполнены в соответствии с принципами ударно-взрывной тектоники на основе широкого использования данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [5-16,18]. В результате, в региональном и локальном масштабах оказалось возможным осуществить выделение наиболее перспективных площадей для постановки первоочередных поисковых работ, как на

месторождения углеводородов, так и на твердые полезные ископаемые.

Литература

1. Геологическая карта Казахстана. М-б 1:1 000 000 / Под ред. Г.Р. Бекжанова. Алматы. 1996.
2. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. М-б 1: 2 500 000 / Гл. ред. Б.А. Яцкевич. Отв. ред. С.И. Стрельников, Е.М. Заболоцкий. С.- Петербург. 2000.
3. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Том III. Нефть и газ. Алматы, 2002. 210 с.
4. *Б.С. Зейлик*. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. №4.С. 74-90.
5. *Б.С. Зейлик, Э.Ю. Сейтмуратова.* Метеоритная структура в Центральном Казахстане и её магморудоконтролирующая роль// М. ДАН СССР. 1974.Т.218.№1. С.167-170.
6. *Б.С.Зейлик* Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье// М. ДАН СССР. 1975. Т.222.№6. С. 1410-1413.
7. *Б.С. Зейлик* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). Обзор. Общ. и рег. геол., геол. картирование. М., ВИЭМС, 1978, 55 с. с ил.
8. *Б.С. Зейлик* Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. Алма-Ата. Гылым, 1991. 120 с.
9. *Б.С.Зейлик* Способ прогнозирования перспективных площадей для поиска месторождений углеводородов // Бюллетень евразийского патентного ведомства. Изобретения (евразийские заявки и патенты). М., 1999. №6. С.155.
10. *Б.С. Зейлик* Разномасштабные кольцевые структуры – следствие катастрофических столкновений астероидов и комет с Землёй // Большая Медведица. Новосибирск, 2000. №1. С.16-23.
11. *Б.С. Зейлик* Астроблема Семейтау и её рудоконтролирующая роль // Отечественная геология. М.,2001. №6. С.65-70.
12. *Б.С. Зейлик* Патент №12039 на изобретение: Способ Зейлика прогнозирования перспективных площадей для поиска месторождений металлических полезных ископаемых. Зарегистрирован в Государственном реестре изобретений Республики Казахстан 05.07.2002.
13. *Б.С. Зейлик, О.М. Тюгай, Д.В. Гуревич, К.Ж Сыдыков.* Гигантские астроблемы Западного Казахстана и новый способ прогноза нефтегазоносности в осадочных бассейнах Мира // Геология нефти и газа. М., 2004. №2. С. 48-55.
14. *Б.С. Зейлик* Современные методы регионального прогнозирования нефтегазоносности // Нефть и газ. 2009. Алматы. №2(50). С. 23-38.
15. *Б.С. Зейлик, Т.Д. Мурзадилов, Д.Р. Кадыров.* Ударно-взрывная тектоника – новая стратегия прогноза месторождений нефти и газа // Нефть и газ. 2009. Алматы. №3(51). С. 24-30.
16. *Б.С. Зейлик* Новая методика регионального и локального прогнозирования месторождений металлических полезных ископаемых на основе принципов ударно-взрывной тектоники и данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) // Геология и охрана недр. Алматы. 2009. №1 (30). С. 75-84.
17. *Б.С. Зейлик* Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры – геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф) // Отечественная геология. М.,2009. №2. С.61-71.
18. *Б.С. Зейлик, Н.К. Надиров, Д.Р. Кадыров.* Новая методика прогнозирования месторождений нефти и газа // Нефть и газ. Алматы. 2010. №5(59). С. 105-120.
19. Космогеологическая карта СССР. М-б 1: 2 500 000 / Под ред. Козловского Е.А.. М. 1982.
20. *Н.П. Лаверов*, гл. ред., куратор. Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. М., ИГЕМ РАН. 2007.С.72.
21. *Н.К. Надиров* Влияет ли космос на нефтяные дела // Нефть и газ. 2005. Алматы. №3. С.123-128.
22. *Н.К. Надиров, А.К. Курскеев.* Ритмы флюидного режима земной коры // Нефть и газ. 2005. Алматы. №3. С.16-18.
23. *Н.К. Надиров, А.К. Курскеев.* Реакция флюидов земной коры на гравитационное воздействие Солнца и Луны // Нефть и газ. 2005. Алматы. №4. С.114-118.

24. *Ю.М. Пущаровский*. Мировая рифтовая система – редкое событие в геологии? // Тихоокеанская геология. Новосибирск. 1986. №6. С. 98-101.
25. *Б.А. Соколов, В.И. Старостин*. Флюидодинамическая концепция образования месторождений полезных ископаемых (углеводородных, металлических и неметаллических). Смирновский сборник-97. М.: Фонд им. акад. В.И.Смирнова. 1997.С.99-147.
26. *В.Е. Хаин, А.Е. Михайлов*. Общая геотектоника М.: «НЕДРА», 1985. 326 с.

ЮЖНО-ТУРГАЙСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН И НОВЫЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Зейлик Б.С.[а], Надиров Н.К.[б]

[а]*Институт Геологических Наук им. К.И. Сатпаева, Алма-Ата, Казахстан (boris.zeilik@gmail.com),*
[б]*Национальная Инженерная Академия РК, Алма-Ата, Казахстан (nicneft_nadirov@mail.ru)*

Введение

В.Е.Хаин и А.Е.Михайлов в монографии «Общая геотектоника» [14] специальную главу посвятили кольцевым структурам. Это одна из первых монографий, касающихся проблем глобальной геотектоники, в которой кольцевые структуры рассматриваются как важный тектонический элемент земной коры. Выявление кольцевых структур в большом количестве оказалось возможным после того, как в руки геологов стали поступать высотные аэрофотоснимки [3], а затем космические снимки.

Весьма важно, что в этой главе обращается внимание на космогенные кольцевые структуры – астроблемы, являющиеся следствием бомбардировки Земли крупными космическими телами – метеоритами, астероидами и кометами, т.е. привлекается внимание к ударно-взрывным тектоническим процессам [4-7]. Как оказалось, астроблемы играют определяющую роль в пространственной локализации месторождений нефти и газа [8-11,13].

В качестве примера рассмотрим Южно-Тургайский нефтегазоносный бассейн. На размещение в его пределах месторождений углеводородов оказывают влияние несколько крупных космогенных кольцевых структур. Одна из них Байконурская кольцевая структура.

Байконурская кольцевая структура

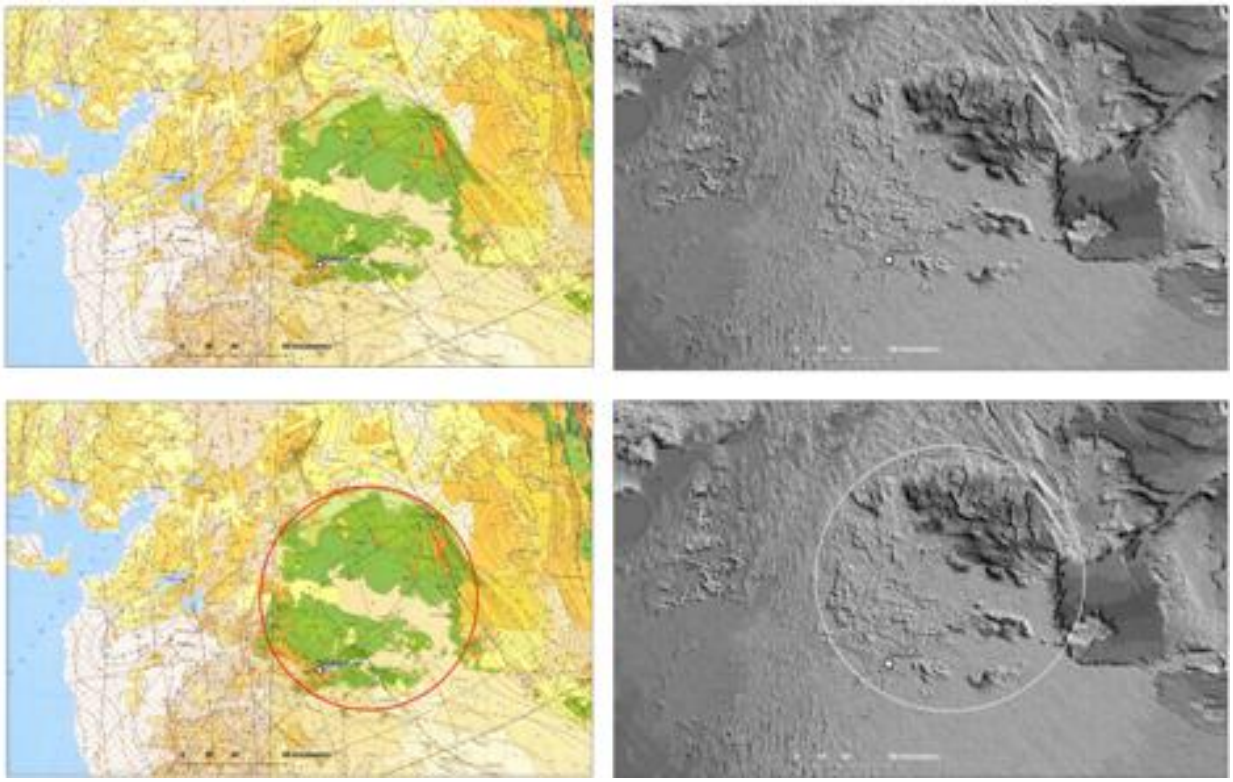
Байконурская кольцевая структура исключительно выразительно проявлена на всех изданных геологических картах. На большой площади между Аральским морем и Улутау среди выходов палеогеновых и четвертичных отложений, развитых на огромной территории, выделяется в рельефе всхолмленное пространство, в пределах которого обнажаются осадочные породы мелового возраста. Меловые породы образуют изометричное округлое возвышение с поперечником до 160-170 км (рис.1), которое обычно называют Жусалинским поднятием или Нижне-Сырдарьинским сводом [1,2].

Не менее отчётливо Байконурская кольцевая структура дешифрируется на космических снимках, полученных с помощью космических аппаратов Terra, Aqua (сканер Modis), Метеор-3М, IRS-1C/1D, RADARSAT, Landsat-7.

Наиболее вероятна космогенная кометная природа структуры [12]. На это указывают её правильная кольцевая форма, мезозойский возраст слагающих её пород и размеры, которые не допускают предположения о возможности существования под нею на глубине ни массива интрузивных образований, ни гранитогнейсового купола подобных огромных размеров, которые могли бы играть роль тектонического «штампа», приподнимающего мезозойскую кровлю над выступом древнего фундамента, сложенного разнообразными глубокометаморфизованными докембрийскими породами аналогичными бектурганской и майтобинской сериям Улытау[2].

Следует подчеркнуть, что в Казахстане, в пределах его хорошо изученной обнажённой части, вообще не известны ни интрузивные массивы, ни гранито-гнейсовые купола таких больших размеров. Что касается времени проявлений магматизма, то наиболее поздние его импульсы, датируемые концом палеозоя, и ранним триасом не

известны ни в Улытау, ни в хребте Каратау, ни в Мугоджарах, т.е. в регионах наиболее близких к рассматриваемой структуре. Как отмечено, Байконурская кольцевая структура выделяется в рельефе и достаточно уверенно читается по гравиметрическим данным.



А Б

Рис.1. Байконурская кольцевая структура на геологической карте и в рельефе

Фрагмент геологической карты Казахстана масштаба 1:1 000 000 [1]. *По выходу меловых отложений (зелёный цвет) отчётливо намечается Байконурская кометная кольцевая структура с поперечником 160-170 км. Округлый выход меловых пород окружён плащом палеогеновых, неогеновых и четвертичных рыхлых отложений, развитых на огромной территории* (А).

Трёхмерная модель рельефа Байконурской кольцевой структуры, построенная на основе обработки данных радиолокационной космической съёмки. Породы мелового возраста образуют округлое всхолмленное возвышение (Б).

В гравитационном поле хорошо проявляется сетка радиальных разломов, рисующая картину типичной «битой тарелки», что характерно для ударно-взрывных кольцевых структур.

К этому следует добавить, что первая же попытка обнаружения признаков космогенного взрыва в контурах Байконурской кольцевой структуры оказалась успешной. В частности, в результате обработки шлиховой пробы весом всего в 1 кг, отобранной в центре структуры в горах Тюлькули, были обнаружены тектитоподобные образования. Вполне можно допустить, что это оплавленные фрагменты силикатного вещества, входившего в состав ледяного ядра кометы. Предположение о том, что структура возникла в связи с взрывом кометы, диктуется отсутствием кратера, что позволяет провести аналогию с известным взрывом тунгусского «метеорита». Как известно, согласно исследованиям последних лет тунгусский феномен связывают с взрывом ядра кометы в атмосфере на высоте 8-10 км. Этот взрыв вызвал вывал леса на площади 2150 кв. км, однако никакого кратера при этом не возникло.

Однако, как показали исследования последних лет, мощные взрывы космических тел порождают в земной коре концентрические зоны растяжения-разуплотнения, которые чередуются с концентрическими зонами сжатия-уплотнения [8-11,13]. При наличии на исследуемой территории уже известных месторождений нефти и газа и учитывая, что месторождения «предпочитают» располагаться в зонах растяжения-

разуплотнения, можно строить, опираясь на выявленные по космическим снимкам центры кольцевых космогенных структур, системы концентрических зон перспективных и неперспективных для локализации месторождений углеводородов [8-11,13]. Такие концентрические зоны построены для Байконурской кольцевой структуры (рис.2). Исследования показывают, что концентрические зоны растяжения и сжатия имеют различную ширину. к моменту составления карты прогнозов.

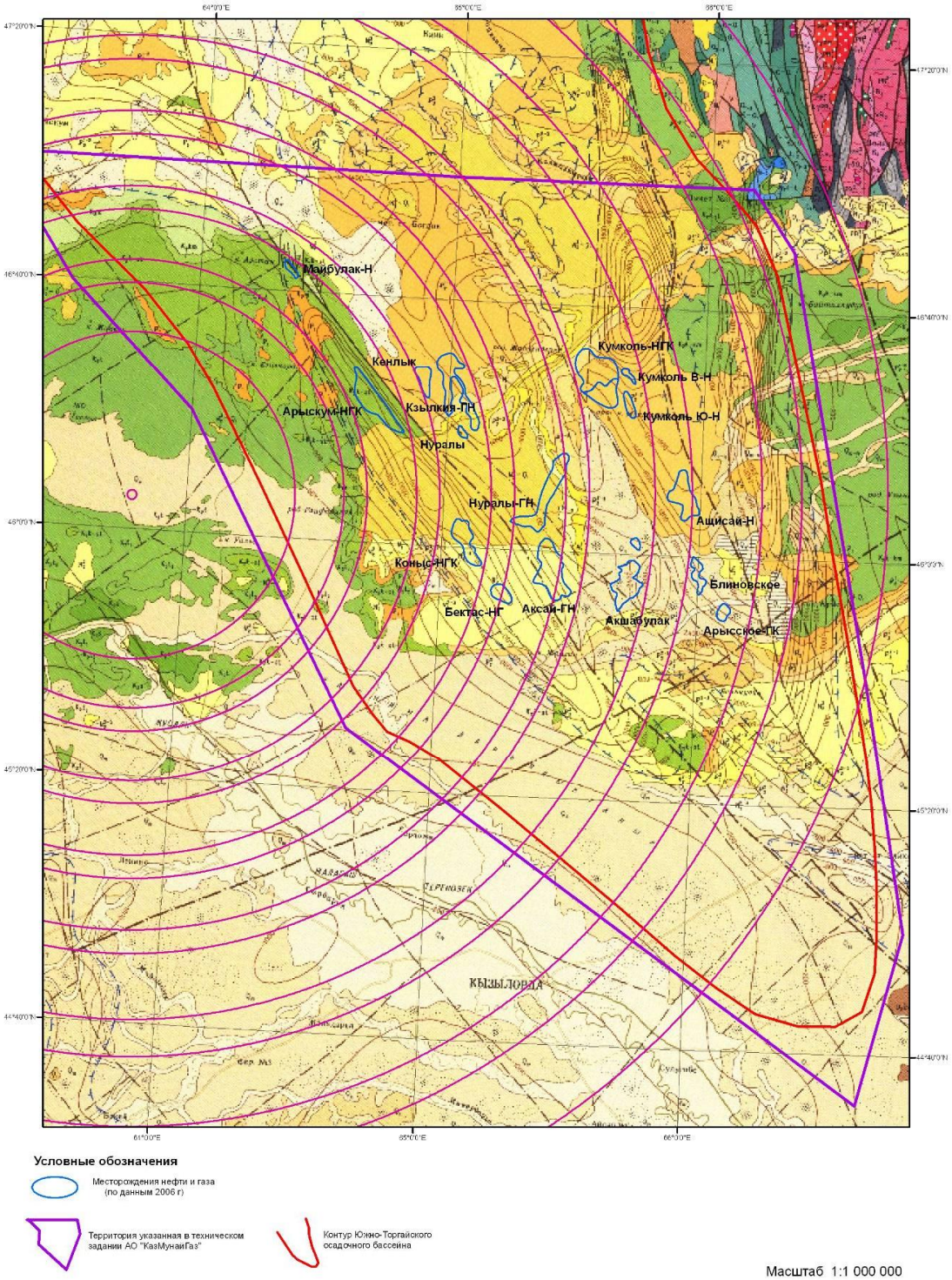


Рис. 2. Зоны растяжения и сжатия на территории влияния Байконурской структуры, нанесенные на геологическуюкарту Казахстана [1]

При определении их оптимальных размеров следует руководствоваться пространственным размещением, контурами и выявленными запасами месторождений, разведанных.Это означает, что необходимо использовать всю информацию о размерах месторождений, имеющуюся к моменту создания прогнозной карты. В данном случае выбран вариант, при котором в каждой паре соседних зон (внутренней зоне растяжения и следующей за нею зоне сжатия), размеры ширины различаются от их равных значений, на 33%. Иными словами, концентрические зоны растяжения шире, находящихся рядом зон сжатия. Распределение разведанных начальных геологических запасов в этом случае приведено на гистограмме (рис.3).



Рис.3. Гистограмма распределения разведанных запасов углеводородовна территории влияния Байконурской кольцевой структуры

Роль других кольцевых структур в размещение месторождений нефти и газа

На территорию Южно-Тургайского нефтегазоносного бассейна распространяется влияние нескольких крупных космогенных кольцевых структур. Помимо рассмотренной Байконурской кольцевой структуры, это Южно-Улытауская, Челкар-Аральская, Кызылкумская и др. кольцевые структуры.

Предоставляется возможность выполнить подобные прогнозные построения для каждой из этих структур. Наложение зон растяжения, принадлежащих различным кольцевым структурам, приводит к обособлению блоков многократного растяжения. Наложение зон сжатия разных кольцевых структур, приводит к появлению блоков многократного сжатия. Если первые предпочтительны для формирования залежей углеводородов, то вторые, как правило, лишены, или почти лишены их [9,10]. Взаимное наложение – интерференция зон растяжения и сжатия всех этих структур позволяют резко сократить площади, заслуживающие постановки первоочередных поисковых работ на углеводороды в этом перспективном регионе Казахстана.

Заключение

Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых весьма дорогостоящий вид хозяйственной деятельности. Все страны СНГ, включая Казахстан, на протяжении двух последних десятилетий, продолжая и увеличивая добычу различных видов минерального сырья, резко сократили инвестиции в этот вид работ, выполняемый, в основном, частными компаниями. Для частных компаний на первом месте стоит задача извлечения прибыли. Это - аксиома экономики и бизнеса. В связи с этим возникла проблема резкого удешевления

этого вида прикладных исследований. Последнее может быть достигнуто с помощью многократного, в 5 и более раз, сокращения площадей, подлежащих первоочередному поисковому обследованию. Значит необходимо решительно внедрять новые методы прогноза, которые позволят это сделать.

В последнее время с целью прогноза месторождений полезных ископаемых успешно применяются принципы - **ударно-взрывной тектоники (УВТ),** выдвинутой в Казахстане и разработанной в течение 40 лет в основном на казахстанских материалах, основанных на широком применении новейшей космической информации, т.е. данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и сравнительной планетологии [4-7]. Охарактеризованный новый метод прогноза нефтегазоносности может быть применен во всех осадочных бассейнах Мира [9].

Литература

1. Геологическая карта Казахстана. М-б 1:1 000 000 / Под ред. Г.Р. Бекжанова. Алматы. 1996.
2. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Том III. Нефть и газ. Алматы, 2002. С.189. Рис. 135.
3. *Зейлик Б.С.* О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. №4.С. 74-90.
4. *Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю.* Метеоритная структура в Центральном Казахстане и её магморудоконтролирующая роль// М. ДАН СССР. 1974.Т.218.№1. С.167-170.
6. *Б.С. Зейлик.* Прибалхашско-Илийская космогенная структура и прогноз медно-никелевого оруденения в Северном Прибалхашье// М. ДАН СССР. 1975. Т.222.№6. С. 1410-1413.
7. *Зейлик. Б.С.* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). Обзор. Общ. и рег. геол., геол. картирование. М., ВИЭМС, 1978, 55 с. с ил.
8. *Зейлик Б.С.* Ударно-взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. Алма-Ата. Гылым, 1991. 120 с.
9. *Зейлик Б.С.* Способ прогнозирования перспективных площадей для поиска месторождений углеводородов // Бюллетень евразийского патентного ведомства. Изобретения (евразийские заявки и патенты). М., 1999. №6. С.155.
10. *Зейлик Б.С., Тюгай О.М., Гуревич Д.В., Сыдыков К.Ж.* Гигантские астроблемы Западного Казахстана и новый способ прогноза нефтегазоносности в осадочных бассейнах Мира // Геология нефти и газа. М., 2004. №2. С. 48-55.
11. *Зейлик Б.С.* Современные методы регионального прогнозирования нефтегазоносности // Нефть и газ. 2009. Алматы. №2(50). С. 23-38.
12. *Зейлик Б.С., Мурзадилов Т.Д., Кадыров Д.Р.* Ударно-взрывная тектоника – новая стратегия прогноза месторождений нефти и газа // Нефть и газ. 2009. Алматы. №3(51). С. 24-30.
13. *Зейлик Б.С.* Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры – геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф) // Отечественная геология. М.,2009. №2. С.61-71.
14. *Зейлик Б.С., Надиров Н.К., Кадыров Д.Р.* Новая методика прогнозирования месторождений нефти и газа // Нефть и газ. Алматы. 2010. №5(59). С. 105-120.
15. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника М.: «НЕДРА», 1985. 326 с.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПРОБЛЕМА КОСМИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ ПЛАНЕТЫ ДЛЯ СОХРАНЕНИЯЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

Зейлик Б.С.

Институт Геологических Наук им. К.И. Сатпаева, Алма-Ата, Казахстан
(boris.zeilik@gmail.com)

Введение

В 1984 г. на XXVII-ой сессии Международного Геологического Конгресса в Москве была представлена Космогеологическая карта СССР масштаба 1:2500 000. На карте изображено порядка 5000 кольцевых структур [8]. При этом важной особенностью карты явилось следующее: кольцевые структуры в одинаковой степени, без какой бы то ни было избирательности, широко проявлены на геологических образованиях любого возраста, будучи наложенными, подобно штампам, на гетерогенную геологическую ситуацию, что позволяло предполагать их космогенную природу. Однако в границах распространения древних домезозойских толщ, в районах древнего вулканизма, а также в современных вулканических областях, значительная часть дешифрирующихся кольцевых структур, за исключением тех из них, которые наложены на гетерогенный субстрат, имеют, безусловно, эндогенную природу.

Ранее, в 1978 г., в монографии «О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника)», опубликованной также в Москве, была представлена «Схема размещения предполагаемых и установленных гигантских астроблем (гиаблем) на Земле», несколько уточненная в 2000 г.[2,5]. На этой схеме привлекалось внимание к многочисленным кольцевым структурам регионального и глобального масштабов, проявленным на всей поверхности земного шара.

В.Е. Хаин совместно с А.Е. Михайловым в монографии «Общая геотектоника», изданной в 1985 г. [10], посвящают кольцевым структурам специальную главу. Это первая, или одна из первых, монографий, касающихся проблем общей геотектоники, в которой привлекается внимание к кольцевым структурам, как весьма важным тектоническим элементам земной коры. В главе обращается внимание на космогенные кольцевые структуры – астроблемы, т.е. структуры являющиеся следствием ударно-взрывных тектонических процессов, сопутствующих столкновениям Земли с крупными космическими телами – крупными метеоритами, астероидами и кометами. Эти структуры, как и эндогенные вулканические, вулканоплутонические и др., отчетливо проявляются на космических снимках. Особого внимания заслуживают кольцевые структуры, дешифрирующиеся в пределах развития осадочного мезозойско-кайнозойского чехла, где магматические проявлении и, в частности, вулканизм, исключены. Эти структуры являются веским и неопровержимым аргументом в пользу космогенной бомбардировки Земли.

Молодость осадочного чехла указывает на молодой возраст астроблем, наложенных на него. Казалось бы, что массовое развитие кольцевых структур на поверхности Земли, устанавливаемое в результате дешифрирования космических снимков – этой новейшей структурной информации, поступившей в руки геологов в последние десятилетия, должно привлечь внимание специалистов к решению проблемы их происхождения.

Однако привычные традиционные представления о преимущественно эндогенной природе структур, развитых на поверхности Земли, заставили отказаться от изображения кольцевых структур на карте. Только этим можно объяснить полное отсутствие кольцевых структур, дешифрируемых на космических снимках, на

изданной в 2000 г. Геологической карте России и прилегающих акваторий [1]. Иными словами: есть кольцевые структуры – есть проблема, нет кольцевых структур – нет проблемы! Возникла парадоксальная ситуация: космическая эра, насчитывающая 50 лет, как бы еще не наступила! Но главное заключается в том, что многочисленные следы космических ударов в прошлом, в том числе, в недавнем прошлом, требуют привлечения внимания к проблеме космической защиты планеты.

Проблема космической защиты планеты для сохранения жизни на Земле

Эта проблема в её геолого-геофизическом аспекте была выдвинута в 1988 году [3]. Космическая угроза требует соответствующих мер защиты Земли от опасных космических объектов: астероидов, метеоритов и комет. Что представляет собою не самый мощный космический удар, явно уступающий удару, погубившему динозавров, в сравнении с атомной бомбардировкой Хиросимы, демонстрирует широко известный Тунгусский «метеорит».

Проблема Тунгусского «метеорита» на протяжении столетия интересует научное сообщество. В данное время как наиболее достоверная рассматривается кометная гипотеза этого феномена. Важной особенностью Тунгусского взрыва является его отчетливая выраженность на космических снимках, которыми не располагали первые исследователи этого события. На Космогеологической карте СССР [8] район взрыва находится внутри эллипсовидной кольцевой структуры, рассматриваемой составителями карты как структура «неустановленного или сложного происхождения» (рис.1).

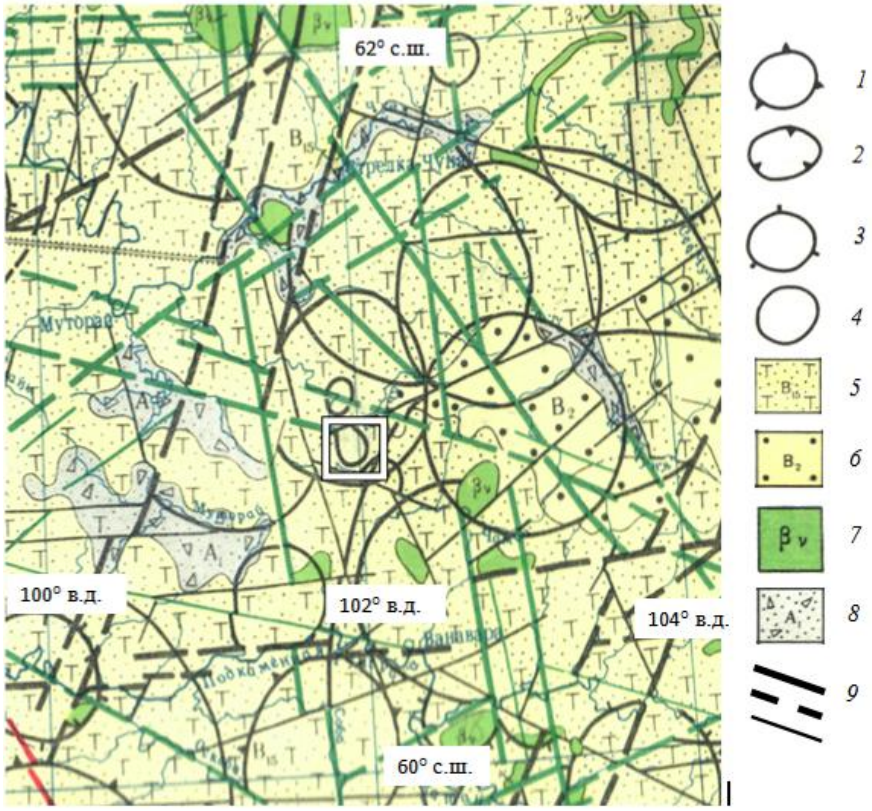


Рис.1. Фрагмент Космогеологическойкарты СССР.

На гетерогенной геологической ситуации показаны контуры кольцевых структур. ***Тектоногенные:*** *1- своды, 2 – впадины;* ***магматогенные:*** *3 - плутонические, сопровождающие вскрытые или невскрытые интрузивные тела; 4 –* ***неустановленного или сложного происхождения.***

Последние преобладают. В белом квадрате – эллипсовидная кольцевая структура, в контуре которой находится эпицентр Тунгусского взрыва. Горные породы: 5 - вулканогенные трапповые, преимущественно туфовые, с субгоризонтальным залеганием; 6 – сероцветные молассовые и молассовидные с субгоризонтальным залеганием; 7 – плутонические и субвулканические нерасчлененные основного состава; 8- рыхлые образования; 9 – разломы различного ранга

В 2010 г. получено подтверждение точки зрения о кометной природе Тунгусского феномена. Экспедиция Владимира Алексеева из Троицкого института инновационных и термоядерных исследований (ТРИНИТИ) с помощью георадара исследовала Сусловскую воронку - до глубины 100 метров. Эта воронка находится внутри упомянутой кольцевой структуры. В результате было установлено, что на дне этой воронки сверху находятся слои современной вечной мерзлоты, ниже лежат ее разрушенные слои, и, наконец, еще глубже обнаруживаются фрагменты космического тела. Предварительный анализ показал, что оно представляет собой громадный кусок льда, по всей видимости, отколовшегося от ядра кометы [*Интернет. Тайна Тунгусского метеорита раскрыта. 2. 10. 2010*].

Положение эпицентра взрыва определено по координатам, установленным разными методами семью специалистами в разное время [7].

Все определения эпицентра взрыва ложатся внутрь кольцевой структуры показанной на Космогеологической карте СССР. В этой же кольцевой структуре находятся и озеро Чеко и два других небольших по размерам озера, на которые обратили внимание итальянские геологи в связи с их исследованиями Тунгусского феномена (рис.2) [7,11].

Размеры структуры, вмещающей эпицентр Тунгусского взрыва на карте (рис.1) – 12.5 км * 10 км. Внутри эллипса отчетливо намечаются две кольцевых структуры меньших размеров (рис.2). Можно увидеть дополнительно и другие структуры меньших размеров.

Структуры, связанные с падением астероидов и крупных метеоритов, безусловно, должны отличаться от структур, порождённых падением комет.

Тунгусский «метеорит», представляющий собою падение кометы, несмотря на высокую мощность космогенного взрыва, образовал лишь повал леса в виде «бабочки» [7] на площади 2150 кв. км. На 60 кв. км лес горел.

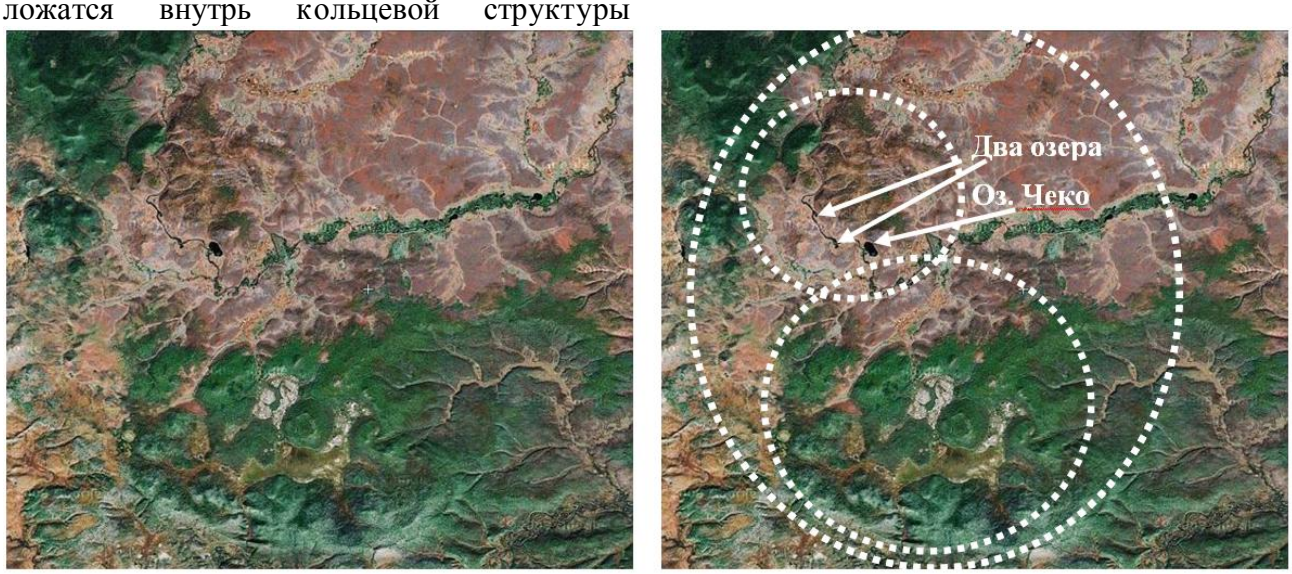


Рис.2. Фрагмент космического снимка Landsat
Наибольший по размерам эллипс отвечает кольцевой структуре, показанной на Космогеологической карте и заключенной в белый квадрат на рис 1. Помимо этой структуры показаны еще две – меньшего размера. Все точки эпицентра взрыва находятся внутри средней по диаметру (южной) кольцевой структуры. В наименьшей кольцевой структуре находится озеро Чеко и два других небольших озера, на которые обратили внимание итальянские геологи [11]

Поскольку Космогеологическая карта СССР составлялась 30 лет назад, когда о кометных кольцевых структурах не было никаких упоминаний (обсуждались только взрывы комет и на карте показаны лишь 15 астроблем астероидно-метеоритной, не кометной, природы), постольку факт пространственного совпадения Тунгусского взрыва и выявленной на космическом снимке кольцевой структуры не могли стать

предметом совместного рассмотрения и анализа. Нельзя сбрасывать со счетов и обычную случайность, при которой данный факт не привлек внимания. Сейчас дело обстоит иначе. В Казахстане впервые в Мире описаны две крупные молодые кометные структуры – Челкар-Аральская и Байконурская [6]. Сравнение кольцевых структур, выявляемых в большом количестве при дешифрировании космических снимков, с этими структурами, приводит к выводу об идентичности их природы. Становится понятным резкое преобладание числа кольцевых структур – «неустановленного или сложного происхождения». На листе Космогеологической карты СССР, где находятся Челкар-Аральская и Байконурская структуры, охватывающем Южный Урал, юг Западной Сибири, север Казахстана и часть Горного Алтая, из 300 кольцевых структур, к структурам – «неустановленного или сложного происхождения» отнесено 227, т.е. 75.7%. Судя по всему, это кометные структуры.

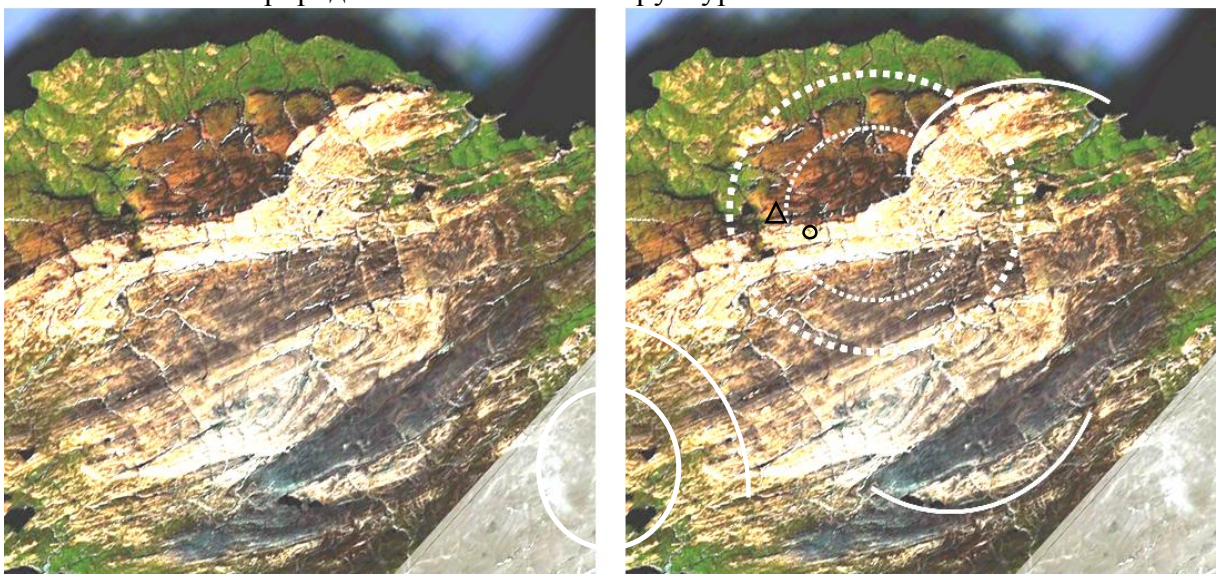


Рис.3. Монтаж космических фотоснимков на территорию испытательного полигона на острове Новая Земля
Кольца, показанные прерывистым контуром, обозначают кольцевую структуру, намечаемую по дугообразным элементам ландшафта. Эта структура возникла в результате взрыва крупнейшей на Земле водородной бомбы. Чёрным кружком обозначено место, над которым бомба была сброшена (Интернет). Треугольником отмечен геометрический центр структуры, отвечающий точке, над которой в атмосфере произошел взрыв. Точка взрыва находится от точки сброса бомбы на расстоянии порядка 1,7 км, что объясняется ветровым сносом огромного парашюта, имевшего купол площадью 1600 кв. м, при падении бомбы с высоты 11 км до точки взрыва на высоте 4 км. Сплошными линиями обозначены предполагаемая малая древняя кометная кольцевая структура и фрагменты подобных более крупных структур

В сущности, «комета представляет собою ком грязного снега или льда» в космосе[9]. При этом допускается, что ядро кометы - это агломерат кометезималей, каждая из которых может со временем превратиться в астероид. Кометезимали представляют собою крупные астероидные тела, погруженные в рыхлую слабо скреплённую массу мелких агрегатов льда и пыли. При ударе об атмосферу происходит взрыв ледово-пылевой составляющей кометного ядра. Вследствие воздушного взрыва, под ним, взрывная волна, дробя горные породы, создает в земной коре разуплотненное приповерхностное пространство, которое дешифрируется на космическом снимке как кольцевая структура. При этом не происходит выброса пород мишени, не возникает кратера, не нарушается стратификация пород, что обычно для астероидно-метеоритных кольцевых структур. Однако, астероидные кометезимали, входившие в ядро кометы, могут создать, внутри кольца кометной структуры, астероидно-метеоритные кратеры меньшего диаметра с обычным для них набором признаков. Таковыми, по-видимому, могут оказаться три озера,

включая озеро Чеко, на которые обратили внимание итальянские геологи [11]. Положение этих озер подобно положению метеоритных кратеров Жаманшин и Тогыз внутри условно многократно уменьшенной Челкар-Аральской кометной структуры [6].

Мощность взрыва Тунгусского «метеорита» оценивалась в 20 – 40 мегатонн в тротиловом эквиваленте [*Интернет. Расчеты профессора И.П.Пасечника*]. Это равносильно 1000 – 2000 атомных бомб, сброшенных на Хиросиму.

Очевидно, что обилие показанных на карте кольцевых структур, подобных кольцевой структуре Тунгусского «метеорита», указывает на серьезную космическую опасность, которая угрожает человечеству. Не замечать этого уже нельзя. Выраженность кольцевых структур на космических фотоснимках и в рельефе, построенном по радиолокационным космическим снимкам [6], указывают на относительную молодость этих импактных образований. Налицо – проблема космической защиты планеты для сохранения жизни на Земле [3-6]. При этом необходимо обратить внимание на следующее. Мощность взрыва Тунгусского «метеорита», по-видимому, несколько занижена. Взрыв крупнейшей на Земле водородной бомбы над островом «Новая Земля» в 1961 г. привел к образованию кольцевой структуры с диаметром порядка 12 км (рис.3). Не вызывает сомнений, что в рельефе, построенном по радиолокационным космическим снимкам, эта структура будет значительно более выразительна! Мощность взорванной супер-бомбы составила 58 мегатонн в тротиловом эквиваленте [*Интернет. Термоядерное оружие. Википедия*].

Заключение

Тунгусский взрыв, судя по приведенным данным, сопоставим с указанной мощностью. В рамках проблемы космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле, по многочисленным следам космических кометных ливней (явно преобладающих) и астероидно-метеоритных бомбардировок Земли в недавнем прошлом, должен быть дан прогноз на ближайшее будущее. Это могут сделать только геологи на основе массового выявления по данным ДЗЗ и тщательного наземного изучения космогенных кольцевых структур с обязательным установлением их возраста!

Литература

1. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. ред. Б.А. Яцкевич. – С.-Пб., 2000.
2. *Зейлик Б.С.* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывня тектоника). Обзор. Общ. и рег. геол., геол. картирование. М.,ВИЭМС. 1978. 55 с. с ил. Список лит.: 112 назв.
3. *Зейлик Б.С.* О космогенном воздействии на Землю в связи с идеями В.И Вернадского // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1988. №6(304). С.10-18.
4. *Зейлик Б.С., Василенко А.Н., Зозулин А.В., Петренко В.Е.* Высокая степень глобальной и региональной опасности. Продолжение тяжелой космогенной бомбардировки Земли // Доклады Международной конференции «Проблемы защиты Земли от столкновения с опасными космическими объектами (SPE-94)», г. Снежинск (Челябинск-70). 1994. Ч. II. С.25-27.
5. *Зейлик Б.С.* Разномасштабные кольцевые структуры – следствие катастрофических столкновений астероидов и комет с Землей // Большая Медведица. – Новосибирск. 2000. №1. С. 16-23.
6. *Зейлик Б.С.* Проблема космической охраны планеты для сохранения жизни на Земле (кольцевые структуры – геологическое свидетельство вулканизма и космогенных катастроф) // Отечественная геология. М., 2009. №2. С.61-71.
7. *Золотов А.В.* Проблема Тунгусской катастрофы 1908 г. / Минск.1969. 204 с.
8. Космогеологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Е.А. Козловского. – М., 1982.
9. *Уиппл Ф.Л.* Природа комет / Кометы и происхождениежизни. – М.: Мир.1984. С.9-28.
10. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника М., «НЕДРА». 1985. 328 с.
11. *L. Gasperini, F. Alvisi, G. Biasini, E. Bonatti, G. Longo, M. Pipan, M. Ravaioli, R. Serra*. A possible impact crater for the 1908 Tunguska Event. Terra Nova. 2007. Vol 19 (4). PP. 245—251

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ КИМБЕРЛИТОВОГО ТИПА

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха(Якутия), Мирный, Россия (nnzinchuk@rambler.ru)

На протяжении почти полтора столетия в мире успешно эксплуатируются коренные месторождения алмазов, связанные с кимберлитовыми трубками взрыва..Характерной особенностью промышленных месторождений, связанных с кимберлитами и лампроитами, является их приуроченность главным образом к трубкам взрыва. Только в редких случаях экономически рентабельные концентрации алмазов наблюдаются в дайках, тесно связанных с трубками кимберлитов. Среди кимберлитов выделены магнезиальные и железисто-магнезиальные разности, а также обособлена кимберлит-лампроитовая группа алмазоносных мантийных магматитов, занимающая промежуточное положение между кимберлитами и лампроитами. На основании комплексного исследования кимберлитовых пород Сибирской, Южно-Африканской и Восточно-Европейской платформ мы под термином *кимберлиты* подразумеваем гибридную эффузивную или субвулканическую породу ультраосновного с щёлочным уклоном состава, порфировой или порфировидной структуры, брекчиевой или туфовой текстуры, сложенной глубинным (мантийным) и коровым материалом в различных пропорциях. Мантийный материал представлен ксенолитами ультраосновных, щёлочно-ультраосновных и основных пород и ксенозёрнами их минералов: алмазом, гранатом-пиропом, пикроильменитом, оливином, клино- и ортопироксеном, флогопитом, редко цирконом, апатитом и титанклиногумитом. Перечисленные минералы устойчивы в широком диапазоне *PT*-условий: от стабильной кристаллизации алмаза до метастабильного состояния пиропа. Коровой составляющей кимберлитов являются: а) ксеногенный материал пород, вмещающих кимберлиты; б) материал, перенесённый в кимберлиты из окружающей среды постмагматическими растворами. Исследователи кимберлитов выделяют следующие части (зоны) трубчатых или диатремовых структур (снизу вверх): а) подводящий канал в виде одного или нескольких дайковых тел (корневая зона); б) вертикальный канал (диатремовая зона); в) раструб или воронкообразное расширение, венчающееся у неэродированных аппаратов кольцевым валом (кратерная зона). Каждая из названных зон кимберлитовой постройки характеризуется особой морфологией, структурно-текстурными особенностями и вещественным составом, механизмом формирования как самих отрезков диатремы, так и выполняющих их пород, Все эти зоны кимберлитовой постройки следует рассматривать как самостоятельные геологические обьекты, создающие вместе своеобразную вертикальную зональность (или неоднородность) коренных месторождений алмазов.

Корневые зоны кимберлитов Сибирской платформы до настоящего времени изучены слабо, так как в эксплуатирующихся диатремах (Мир, Интернациональная, Удачная, Айхал, Юбилейная и др.) вскрыты в основном только диатремовые части. Настоящую корневую зону удалось вскрыть буровыми скважинами только на глубоких горизонтах трубки Мир. Во всех остальных трубках на наибольших глубинах их пересечения (1000-1200 м) буровыми скважинами были выявлены продолжения вертикального канала (диатремовая часть). Поэтому более полное представления об особенностях корневых зон удалось получить при ознакомлении с опубликованными материалами по глубоким горизонтам кимберлитовых трубок Южной Африки (Де Бирс, Весселтон, Дютойтспен и др.), эксплуатирующихся уже более сотни лет, где подземные выработки на некоторых достигли глубин 800-1000 м. Установлено,

что корневые зоны кимберлитовых трубок характеризуются изменчивостью морфологии, расширениями и сужениями тела, резкими изменениями наклона и простирания контактов, их неровностями и расщеплением подводящих тел на отдельные дайкоподобные проводники, появлением на глубине «слепых» тел кимберлитов. Взаимоотношение корневых зон трубок с вмещающими породами обусловлено в значительной мере механическими свойствами и другими особенностями последних, а также механизмом подъёма кимберлитового расплава. Корневые зоны кимберлитовых трубок в Южной Африке находятся в окружении кристаллических пород фундамента архейского кратона, что существенно влияет на их морфологические особенности. Ориентировка подводящих каналов и частично их форма определяются трещиноватостью жесткой рамы, откалыванием от неё отдельных угловатых блоков. Что же касается корневой зоны трубки Мир, которая располагается в осадочных породах терригенно-карбонатного состава, её морфология должна быть несколько иной. Учитывая иные механические свойства (пластичность, прочность и др.) пород вмещающей рамы, здесь вряд ли будут иметь место столь резкие колебания мощности подводящих тел, значительные неровности контактов. В целом кимберлиты корневых зон представлены двумя типами: гипабиссальными кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями. Исследователи африканских трубок к основным классификационным минералам гипабиссальных кимберлитов помимо флогопита и клинопироксена относят также серпентин и кальцит, первичная природа которых оспаривается многими геологами. Изучение неконтиминированных свежих кимберлитов показывает исключительно высокий уровень летучих в кимберлитовом расплаве. Об этом свидетельствует широкое распространение сегрегационных текстур, возникших при отделении летучих от магмы в момент её кристаллизации. Сегрегационные обособления обычно сложены разными комбинациями карбоната, серпентина и апатита. В некоторых случаях магма была настолько обогащена летучими, что в кимберлитах сформировались глобули (автолиты), ядрами которых были ксено- или фенокристы, вокруг которых и кристаллизовалась первичная силикатная основная масса.

Диатремовые зоны кимберлитовых систем изучены детально в большинстве эксплуатирующихся коренных месторождений. Они имеют форму усеченного перевернутого конуса с изометрическим или овальным сечением в плане. Ось конуса практически всегда вертикальна, контакты с вмещающими породами резкие, в большинстве случаев гладкие, сопровождаются зеркалами скольжения с вертикальной штриховкой. В редких случаях контакты между кимберлитами диатремовой фации и вмещающими породами постепенные, через брекчиевую зону мощностью до 30 м и вертикальной протяженностью до 100 м, которая имеет неоднородный состав. Со стороны кимберлита она представлена обломками вмещающих пород, сцементированных кимберлитом. Далее по мере приближения к вмещающим породам в ней возрастает количество обломков последних и уменьшается доля кимберлитового цемента (до полного его исчезновения). Непосредственный переход к вмещающим породам представлен ксенобрекчией, в которой обломки этих пород сцементированы в основном кальцитом. Ксенобрекчия постепенно сменяется трещиноватыми породами окружающей рамы. Характерная особенность кимберлитов диатремовой фации – концентрация значительной части ксенолитов вмещающих (основного состава и осадочных) пород на уровне их первичного залегания. Это наглядно нами зафиксировано на трубках Мир, Интернациональная, Айхал и др. на Сибирской платформе. Внутреннее строение диатремовых фаций кимберлитов более простое, чем корневых. В диатремах выделяется значительно меньшее число самостоятельных фаз внедрения (от одной до черырёх). Контакты между кимберлитами разных фаз внедрения бывают двух типов: а) резкие; б) постепенные через зону смешения.В африканских кимберлитовых

трубках диатремовые зоны выполнены в основном туфизитовыми кимберлитовыми брекчиями, цементом которых служит микрозернистая (иногда микролитовая) матрица, которая представлена минералами, образовавшимися из газовой фазы, газовых конденсаторов или из гидротермальных флюидов. Последующие вторичные изменения маскируют те признаки, по которым можно было бы реставрировать первичный состав и механизм формирования как мартицы, так и туфизитовой брекчии в целом.

Несмотря на разнообразие источников микрокомпонентов в кимберлитовых брекчиях, большая часть этих пород имеет относительно однородное строение. Однако иногда в них проявляется чётко выраженные неоднородности, обусловленные дифференциацией материала по размеру. Удлинённые оси обломков пород и кристаллов минералов ориентированы в определённом направлении, перемежаются полосы мелко- и более крупнозернистого материала. Эти полосы обычно протягиваются вертикально или субвертикально, но часто наблюдаются неправильные завитки и вихревые текстуры. Для диатремовых зон характерно наличие «плавающих» рифов», или мегаксенолитов. Это крупные массы вмещающих пород (некоторые из них имеют размеры 100 м и более) встречаются в двух формах. Большинство представлено сплошными массами с небольшим внутренним разрушением или без него. Часть же мегаксенолитов интенсивно брекчирована, представлена плотно «упакованными» обломками без кимберлитового цемента и напоминает контактовые брекчии корневых зон. «Плавающие рифы» обычно располагаются по периферии кимберлитовых диатрем. Некоторые из них опустились более чем на 1000 метров ниже своего первоначального уровня. Несмотря на значительное перемещение, многие брекчии «плавающих рифов» сохраняют общую целостность в виде обособленных тел в туфизитовой кимберлитовой брекчии. Однако нередко отмечаются внедрения кимберлитового материала в «плавающие рифы», а краевые зоны последних насыщены или разрушены кимберлитовыми брекчиями. Последние типы пород раструба являются обычно наиболее продуктивными образованиями кимберлитовой постройки и служат главным обьектом отработки коренных месторождений и добычи алмазов. Структура таких брекчий литокристаллокластическая и кристаллолитокластическая. По составу обломков различаются гетеро- и автолитовые брекчии, а по размеру – крупно-, средне- и мелкообломочные. Цемент брекчий имеет следующие структуры – массивную порфировую, кластопорфировую, автолитовую или литокристаллическую. Текстура для породы в целом брекчиевая, а для магматического цемента – нередко флюидальная: субпараллельно ориентированы удлинённые кристаллы оливина П генерации (псевдоморфозы по нему), пластинки и чешуйчатые выделения флогопита и лейсты кальцита. Обломочный материал брекчий состоит из ксенолитов прорванных вмещающих и вынесенных с глубины пород. Ксенолитами являются: а) мантийные образования (перидотиты, пироксениты и эклогиты); б) метаморфические породы (сланцы и гнейсы) кристаллического фундамента; в) изверженные породы (диабазы, базальты, гранитоиды, габбро, нориты, фельзиты и др.); г) осадочные породы (терригенно-карбонатные и терригенно-кварцевые). Содержание обломочного материала варьирует от первых процентов до 90% и более, а размеры обломков – от нескольких миллиметров до гиганских.

Значительный оббьем эруптивных брекчий приходится на дезинтегрированный мантийный материал: оливин, пироп, пикроильменит, хромшпинелид, хромдиопсид и другие ксенозёрна минералов, слагающих породы верхней мантии. Основной составной частью кимберлитовых брекчий является расплавленное на глубине вещество верхней мантии, которое служит транспортёром ксеногенного мантийного материала вверх и в условиях земной коры застывает, формируя весьма сложный по набору и разнообразию минеральных фаз кимберлитовый мезостазис. Соотношение

обломочного мантийного материала и мезостазиса широко варьирует в разных кимберлитовых трубках и даже разных фазах одной диатремы и зависит, по-видимому, от степени проплавления исходного дифференцированного субстрата. Так, например, известны кимберлитовые трубки и дайки на различных древних платформах мира, порода которых практически лишена непереплавленных фрагментов мантийного материала (ксенолитов и ксенокристаллов), сложена порфировыми фенокристаллами оливина или псевдоморфозами по нему и мелкопорфировым мезостазисом; характерная особенность – исчезающее низкое содержание индикаторных минералов и, как правило, низкая алмазоносность. Кимберлитовым породам подобного типа можно противопоставить образованмия, в составе которых резко преобладает дезинтегрированный материал (ксенокристы), в то время как количество раскристаллизованного расплава в них невелико. По структурно-текстурным особенностям эруптивные кимберлитовые брекчии принято делить на две группы: с массивной и автолитовой текстурой цемента. В петрологическом смысле эти две группы кимберлитовых брекчий отличаются механизмом формирования, а нередко составом и алмазоносностью, которая обычно выше в брекчиях с автолитовой текстурой цемента. Главной составной частью кимберлитовых брекчий с массивной текстурой цемента являются ксенозёрна оливина (или псевдоморфозы по нему) размером от первых до десятков миллиметров в поперечнике. Форма их разнообразная: изометрически-округлая с ровными или корродированными краями, угловато-обломочная. Они в разной степени замещены агрегатами вторичных минералов, представленных серпентином, кальцитом и тальком. Содержание этих ксенозёрен колеблется от первых процентов до 40%.

Среди автолитовых брекчий выделяется несколько разновидностей, основные отличия между которыми заключаются в строении и составе автолитовых образований. Наиболее широко распространены брекчии, переполненные мелкими (до 2 мм) автолитами, представляющими порфировидные зерна оливина, а также обломки мантийных или коровых пород, окружённые тонкой плёнкой или более широкой зоной (сплошной или прерывистой) мелкопорфирового кимберлита. Такие образования можно назвать зачаточными автолитами. Цементом автолитов служит мелкопорфировый кимберлит сложного минерального состава. Он не имеет существенных отличий от основной массы кимберлитовых брекчий с массивной текстурой цемента. Нередко автолиты сцементированы серпентин-карбонатным или серпентин-сапонитовым агрегатом. Автолиты иногда дифференцированы по размеру. В Верхнемунских кимберлитовых трубках описаны оригинальные автолитовые брекчии, характеризующиеся наличием огромного количества округлых включений автолитов, размер которых в верхней части сложенных этими брекчиями блоков не превышает 1 см в поперечнике, а в нижней же составляет до 10 см. Шаровые формы автолитов возникают вокруг зародышей – мелких ксенолитов глубинных пород, зерен оливина, пиропа, обломков пород неясного происхождения. Глубже автолитовые породы сменяются крупнопорфировыми кимберлитами, содержащими много свежего оливина. Характерные особенности большинства автолитов, отличающие их от обломков кимберлитов более ранних фаз внедрения, - концентрически ориентированная текстура, большее количество (по сравнению с цементирующей массой) оливина П, имеющего и более идиоморфный облик, а также флогопита П и рудных минералов (перовскита и магнетита). Химический состав собственно автолитов в большинстве случаев отличается от химического состава вмещающего их кимберлита повышенным содержанием FeO, TiO_2, K_2O, P_2O_5 и пониженным SiO_2, MgO, Al_2O_3. В кимберлитах Якутской алмазоносной провинции автолиты нередко содержат повышенное количество карбонатного материала, иногда в виде лейст, субориентированных концентрически. Шаровидная форма и в некоторых случаях существенно карбонатный состав автолитов трактуются отдельными исследователями

как следствие ликвации кимберлитовой магмы на силикатную и карбонатную, а сами автолиты – как застывшие капли карбонатной жидкости. Однако очень низкое содержание карбонатного материала в широко распространённых автолитах кимберлитовых тел Восточно-Европейской платформы находится в противоречии с этой гипотезой.

Кимберлитовые трубки с хорошо сохранившимися *кратерными зонами* встречаются в Анголе, Заире, Танзании, Замбии, Ботсване, Мали, Бразилии, Южной Африке, Якутии и в Архангельской алмазоносной провинции. В таких трубках в поперечном сечении кратеры обычно округлые, овальные, а в случае совмещения нескольких кратеров – вытянутые. Контакты их относительно пологопадающие. Высокая степень брекчированности пород является обычным признаком краёв кратерной зоны. Частично или полностью сохранившиеся «воротники» брекчированных вмещающих пород, окружающих кратеры, наиболее показательны около трубки Мвадуи в Танзании. Их ширина здесь достигает до 50 м. Кратерные фации кимберлитов обычно представлены двумя генетическими типами: пиро- и эпикластическим. Последние образовались за счёт эрозии и последующего переотложения пирокластического материала, выброшенного за пределы кратера, а также за счёт размыва участков породы внутри кратера. Кроме того, в их составе присутствует дезинтегрированный материал вмещающих пород. Эти породы обычно образуют чашеподобные тела в верхней части раструба с максимальной мощностью в неэродированных трубках до 250 м в центре «чаши». К флангам мощность пород уменьшается. В пределах «чаши» пелитоморфные образования переслаиваются с песчанисто- и гравелитоподобными прослоями мощностью от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров. Размер терригенно-обломочного материала с глубиной возрастает, в связи с чем среди эпикластических пород «чаши» выделяется два горизонта. В неэродированных или слабоэродированных трубках верхний горизонт представлен стратифицированными породами с преобладанием разностей, сложенных пелитовой составляющей. Глубже залегают стратифицированные породы (мощностью до 150 м), напоминающие песчаники и гравелиты. Здесь же нередко встречаются линзы переотложенного материала существенно кимберлитового состава мелкообломочного сложения. Эта толща сменяется пирокластической зоной, в которой преобладают обломки кимберлитов, псевдоморфозы по оливину, сцементированных гидрохимическим веществом. Состав кратерных образований во многом определяется составом вмещающих трубки пород. Проведённые нами изучения кратерных образований различных регионов мира показали, что основными составными компонентами пород «чаши» является дезинтегрированный материал вмещающих трубки пород и в меньшем обьёме – кимберлитов.

Таким образом, проведёнными исследованиями полных разрезов кимберлитовых диатрем различных регионов мира показано, что кратерные образования не только характеризуют стадии развития диатрем, но и определяют их структурно-тектонические типы. При этом только первую стадию можно связывать с общим воздыманием и существенной эрозией кимберлитовмещающего субстрата. Две последующие стадии развития диатремы связаны с локальными отрицательными движениями, обусловленными проседанием как непосредственно самой диатремы, так и вмещающего субстрата с формированием вокруг неё мульды проседания. Указанный механизм способствовал сохранению диатрем от эрозии. Поэтому общий эрозионный срез в районе развития кимберлитовых и лампроитовых диатрем и уровень эродированности самих трубок могут существенно различаться. Поскольку такие трубки не вскрытые эрозией и являются «полуслепыми» кимберлитовыми телами, не имеющими ореола рассеяния индикаторных минералов, то их открытие обуславливает в районах новый тип поисковой обстановки, ориентирующий геологов на возможное обнаружение подобных закрытых диатрем, погребённых к

тому же под осадочными образованиями или траппами. Наличие в раструбах кратерных фаций служит прямым доказательством малого эрозионного среза трубок. Исследователи придают в целом проблеме эрозионного среза кимберлиоов серьёзное значение в связи с необходимостью решения следующих основных задач: а) реконструкция структурных условий эпохи кимберлитообразования; б) определение количества вынесенных алмазов при прогнозной оценке алмазоносности коренных месторождений и россыпей; в) определение источника, путей и способов транспортировки алмазов, их парагенетических спутников и другого терригенного материала толщ, перекрывающих кимберлитовые тела. По условиям образования, текстурно-структурным признакам и вещественному составу породы кратерной части не укладываются в общепринятую схему формирования кимберлитовых образований, отличаясь от кимберлитовых брекчий. Поэтому правильная их диагностика, установление генезиса имеют принципиальное значение как с генетической точки зрения, так и при поисках. Однако в целом наличие в кратере переотложенных пород вулканогенно-осадочного происхождения – всегда убедительное доказательство её малого эрозионного среза. Своеобразные породы детально изучены нами в верхней части кратера кимберлитовых трубок Юбилейная и Краснопресненская, находящихся в районе распространения нижнекаменноугольных отложений (тегюрюкская свита) Далдыно-Алакитского алмазоносного района Сибирской платформы. Охарактеризованные слабоэродированные кимберлитовые трубки и их заполнения позволяют определять величину эрозионного среза диатрем и совершествовать критерии распознавания пород кратерных фаций Особо актуальна эта проблема сейчас, когда многие отечественные и зарубежные фирмы приобретают лицензии на поиски алмазов на новых территориях.

О ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия), г.Мирный, Россия, (nnzinchuk@rambler.ru)

В последние несколько десятилетий в различных алмазоносных регионах мира проведены массовые исследования по разработанной под руководством А.Т.Бондаренко методики электрических, радиоволновых (РВ) лабораторных и полевых экспрессных измерений на мёрзлых плоскопараллельных образцах и естественно-мёрзлом керне горных пород (непосредственно на скважине), что позволило создать базу данных петрофизических параметров, использующихся для выявления проблемных поисковых критериев при геофизических работах на месторождениях алмазов [1]. В результате массовых измерений было установлено, что петрофизические параметры кимберлитов и вмещающей геологической среды криолитозоны, получаемые в лабораторных и полевых условиях с использованием разработанных новых подходов и средств измерения, отвечают таковым в естественных условиях или предельно приближаются к параметрам, измеренным каротажными скважинными радиоволновыми методами. Разработанная система включает в себя измерения удельного электрического сопротивления на постоянном токе (ρ_0), эффективных электрических параметров в диапазоне частот электромагнитного поля f скважинной радиогеоразведки (СРГР) 0,150-40 МГц. В этом диапазоне частот измерялись значения эффективного удельного электрического сопротивления ρ и относительной диэлектрической проницаемости $\varepsilon/\varepsilon_0$ как интерпретационных электрических параметров, позволяющих вычислять в немагнитных геологических средах значения электрических полей и коэффициентов экранирования в соответствующем доверительном интервале, а также значения основных радиоволновых параметров (РВ-параметров):мнимой части волнового числа – коэффициента поглощения энергии электромагнитных волн κ'' и действительной части волнового числа – коэффициента фазы $\kappa'(\kappa' = 2\eta/\lambda$, где λ – длина волны в системе). Определялись и другие основные и вспомогательные петрофизические величины [1].. В результате измерений этого комплекса параметров были установлены связи между петрофизическими и электрическими параметрами, позволяющие определить значения неизвестного параметра по известному и таким образом оптимизировать эффективность радиоволновых и электромагнитных измерений в горных геологических массивах и лабораторных измерений на пластинчатых образцах и керне.

Полученные средние значения удельного электрического сопротивления различных пород позволили построить кривые вероятного распределения этого параметра в земной коре и верхней мантии с различным режимом тепловых потоков и составом пород до глубин ~20 км. При этом схема построения земной коры и верхней мантии материков, а также распределение температур взяты [1] из опубликованных работ. Значения ρ резко уменьшаются в гранито-гнейсовом слое, начиная с глубины 20 км, и продолжают понижаться в гранулито-базальтовом, гранулито-эклогитовом слоях коры и верхней мантии до глубины ~60 км. Затем происходит плавное уменьшение значений электрического сопротивления. Быстрый спад значений ρ наблюдается опять на глубине 120-140 км, где температура достигает 800°С. Резкое понижение электрического сопротивления на этой глубине, вероятно, обьясняется примесной проводимостью на собственную в породах верхней мантии. В целом намечается непосредственная связь распределения электрического сопротивления по глубине с минеральным и химическим составом пород [1]. Давление, по сравнению с температурой.

оказывает значительно меньшее влияние на электрическое сопротивление глубинных ультраосновных пород. Так, увеличение давления до 2 ГПа при различных температурах понижает электрическое сопротивление только на десятки процентов, в то время как, например, для пиропового эклогита при увеличении температуры от 200 до 650°С значение ρ понизилось на пять порядков. Однако, если будут происходить полиморфные переходы, то при постоянном давлении и повышении температуры электрическое сопротивление может увеличиться на полтора-два порядка. С учётом новых данных о распределении температур в недрах Земли, были оценены электрические параметры горных пород земной коры и мантии для зон низкого (0,8 м·кал/см^3·с), нормального (1,1), промежуточного (1,3-1,5) и высокого (2,0) тепловых потоков. На глубинах более 90 км средние значения ρ получены для оливинитов, дунитов и пироповых пород, а на глубинах 40 км для зон с промежуточными и высокими тепловыми потоками (оливинитов и перидотитов). Наши экспериментальные данные не противоречат значениям ρ, полученным глубинным электромагнитным зондированием в некоторых районах Сибирской платформы. Так, по лабораторным данным электрическое сопротивление пород Якутской алмазоносной провинции на глубине 120 км, где температура достигает 700-750°С, равно 10^5Ом·м. Такими значениями ρ характеризуются по результатам электромагнитного зондирования породы Усть-Енисейской впадины [1]. При этом необходимо отметить, что для щёлочных пород при давлении до 2ГПа и температурах до 700°С электрическое сопротивление может понизиться на 1,5 порядка и больше. Поэтому аномальное уменьшение значений ρ на глубинах 40-60 км, регистрируемое в некоторых районах по вариациям электромагнитного поля, вероятно, может быть связано с возрастанием щёлочных компонентов в веществе мантии. Возможно, электрическое сопротивление может понизиться и на меньшей глубине, если в земной коре или в подкоровом слое будет залегать скрытый массив щёлочных пород. В земной коре на глубинах 10-20 км электропроводящий слой, очевидно, обусловлен процессами дегидратации, наблюдающимися при метаморфизме пород. Из экспериментальных результатов исследований следует, что значения электрических характеристик ксенолитов, вынесенных из глубоких горизонтов мантии кимберлитовой магмой, а также ультраосновных, щёлочных пород, кимберлитовых образований, минералов различного генезиса при высоких термодинамических параметрах определяются их минеральным и химическим составом, а также степенью изменения метасоматическими процессами.

Таким образом, высокими значениями удельного электрического сопротивления и энергии активации процесса проводимости характеризуются неизменённые магматические пироповые эклогиты и другие ксенолиты ультраосновго состава имеют низкие значения электрического сопротивления и энергии активации. Высокомагнезиальные оливиновые кимберлиты Якутии при высоких давлениях и температурах по значениям электрического сопротивления и энергии активации аналогичны пироповым перидотитам. Явления катаклаза, процессы серпентинизации, карбонатизации и присутствие шпинели в составе ксенолитов значительно понижают значения электрического сопротивления и энергии активации. Изменённые кимберлиты могут характеризоваться более низкими значениями электрического сопротивления и энергии активации, чем ксенолиты эклогитов и ультраосновных пород. Изученные образцы магнезиального диопсида в широком интервале температур имеют значения электрического сопротивления на три порядка выше по сравнению с глиноземистыми щёлочно-железистыми пироксенитами.

По экспериментальным исследованиям электрического сопротивления ксенолитов в функции давления и температуры можно заключить, что в северной части Сибирской платформы на глубинах 65-100 км, где по петрологическим исследованиям залегают гранатовые пироксениты и мантийные

эклогиты, значения электрического сопротивления при температуре примерно 500°С находятся в пределах 10^6 - 10^5 Ом·м. На глубинах 100-180 км (при температуре 600-900°С) электрическое сопротивление слоя этого состава в среднем составляет $2 \cdot 10^4$ Ом·м, а на глубинах 200-300 км в мантии для пород того же состава значения $\cdot\rho$, по-видимому, можно оценить в $2 \cdot 10^2$ Ом·м. Приведённое распределение значений $\cdot\rho$ с глубиной соответствует данным магнитотеллурического зондирования. По лабораторным исследованиям щёлочные изверженные горные породы в условиях высоких давлений и температур имеют удельное электрическое сопротивление более чем на три порядка ниже по сравнению с основными и ультраосновными породами.

Литература

1. *Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н.* Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород.-М.: Недра, 2002, 695 с.

ВЕРОЯТНЫЙ ИСХОДНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАКАРБОНАТНЫХ ПОРОД АНАБАРСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Злобин В.Л.

Научное учреждение Российской Академии Наук Геологический институт РАН
Москва, Россия (vzlobin@bk.ru)

В строении щита Анабарского щита, представляющего собой выход кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы. принимают участие три террейна: (с запада на восток) Маганский, Далдынский гранулитовые и Биректинский - гранит-зеленокаменный), разделенные коллизионными зонами соответственно: Котуйканской и Билляхской. В обнаженной части Анабарского щита Биректинский террей представлен Хапчанским складчатым поясом, породы которого метаморфизованы в гранулитовой фации (рис.1).

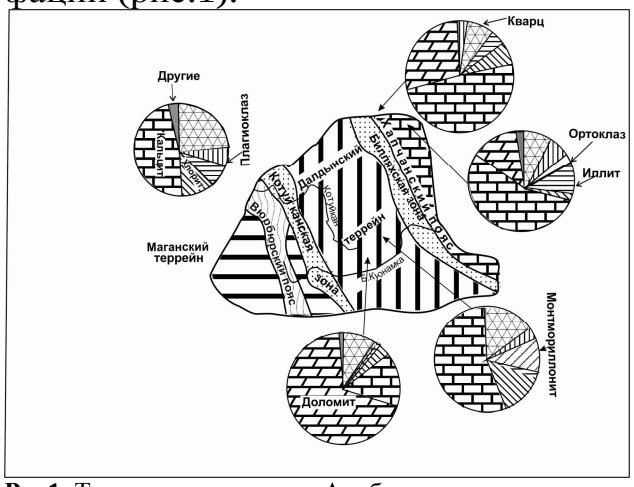


Рис1. Тектоническая схема Анабарского щита
средний нормативный вероятный исходный состав метакарбонатных пород гранулитового комплекса

Далдынский террейн имеет ювенильную неоархейскую кору (U-Pb и Sm-Nd изохронные возраста метавулканогенных пород практически совпадают с Sm-Nd модельным возрастом (3.1-3.0 млрд.лет) этих образований и ассоциирующих с ними метаосадочных пород [1,4]. Метаосадочные породы составляют около 1% от площади, соответственно, метакарбонатные породы встречаются крайне редко. Представлены они в основном кальцифирами. Соотношение кальцитовых и доломитовые разности примерно равное. Последние часто ассоциируются с пластами вебстеритов и кварцитов. Осадочно-вулканогенные протолиты Маганского террейна (U-Pb возраст по циркону из метавулканитов 2.42±0.02, $T(DM)_{Nd}$ =3.09-2.8 млрд.лет для метавулканитов и ассоциирующихся метаосадочных пород) формировались на зрелой континентальной неоархейской коре при существенной контаминации палеопротерозойских магматитов коровым материалом [4]. Метаседиментогенные породы приурочены в основном к Вюрбюрскому складчатому поясу (рис.1), где их доля составляет порядка 70%. Метакарбонатные породы, среди которых доминируют различные известково-силикатные сланцы и гнейсы в разрезах данной структуры составляют 40-45%. Представлены данные породы исключительно кальцитовыми разновидностями. Осадочно-вулканогенные протолиты Хапчанского складчатого пояса образовались за счет поступления в бассейн осадконакопления материала континентальной зрелой коры с возрастом не древнее 2.45 млрд.лет ($T(DM)_{Nd}$ =2.44-2.32), породы которой не обнажаются на современном срезе [4]. Метаосадочные породы в пределах данной структуры составляют порядка 90%. На метакарбонатные породы приходится примерно 50 % площади. Представлены они (в порядке возрастания) мраморами, кальцифирами и известково-силикатными сланцами.. Встречаются как кальцитовые так и доломитовые разновидности, вторые встречаются в подчиненном количестве.

Расчет вероятного минерального кальцифиров (при помощи метода MINLITH [3] показал, что минеральные составы этих пород для каждого тектонического подразделения обнаруживают определенные тенденции. Так для карбонатных пород Вюрбюрского пояса в терригенной составляющей содержание кластогенных компонентов выше чем пелитовых, при существенном преобладании нормативного кварца. В пелитовой компоненте доминирует железистый хлорит. В аналогичных породах Билляхского пояса как в кальцитовых так и доломитовых разновидностях количества кластогенной и пелитовой компонент находятся примерно в одинаковых соотношениях. Маложелезистый хлорит и иллит в составе пелитов имеют примерно одинаковые пропорции. В кальцитовых разновидностях кальцифиров Далдынского террейна содержания пелитовой компоненты в составе терригенной составляющей несколько превосходит концентрации кластогенной. Среди пелитов главную роль играет железистый хлорит не редко со значительным количеством монтмориллонита, иллит содержится в незначительных количествах или отсутствует (рис 1).



Рис.2 Положение фигуративных точек на диаграмме карбонатные-глинистые-терригенные компоненты

Пересчеты репрезентативных силикатных анализов метакарбонатных пород анабарского гранулитового комплекса на нормативный вероятный исходный состав показывают, что фигуративные точек неоархейских карбонатных пород Далдынского террейна и палеопротерозойских Хапчанского складчатого пояса на треугольный диаграмме карбонатные–глинистые-терригенные компоненты образуют два тренда: 1 – чистые известняки-мергели; 2 – чистые известняки-известковые песчаники. Карбонатные породы Вюрбюрского складчатого пояса располагаются вблизи второго тренда (рис.2). Фигуративные точки на диаграмме кварц-глинистые минералы-полевые шпаты, определяющей состав кластогенной примеси в карбонатных породах, образуют три тренда. 1- неоархейские кальцифиры Далдынского террейна субграувакки-субграувакковые пелиты; 2- палеопротерозойские кальцифиры Вюрбюрского складчатого пояса кварцевые песчаники-граувакки; 3 – палеопротерозойские мраморы кальцифиры, известково-силикатные породы Хапчанского складчатого пояса наиболее неопределенный полевошпатовые песчаники (аркозы)-граувакки-субграувакковыепелиты-пелиты.



Рис.3 Положение фигуративных точек на диаграммы полевые шпаты-глинистые минералы-кварц

Для первого тренда характерно высокое содержание нормативного кварца, тогда как последния характеризуется высокими концентрациями нормативных полевых шпатов среди которых доминирует альбит (рис.3). Причиной таких разбросов фигуративных точек, особенно для мраморов является незначительное количество силикатной составляющей не превышающей

15%. Поэтому для корректного построения требуется большая статистика.

По изотопному составу углерода и кислорода кальцифиры Хапчанского пояса отвечают морским карбонатам фанерозоя. Метакарбонатные породы Вюрбюрского характеризуются аномально высоким изотопным составом углерода сходно с неметаморфизованными карбонатами уровня Ломагунди-ятулий [5].

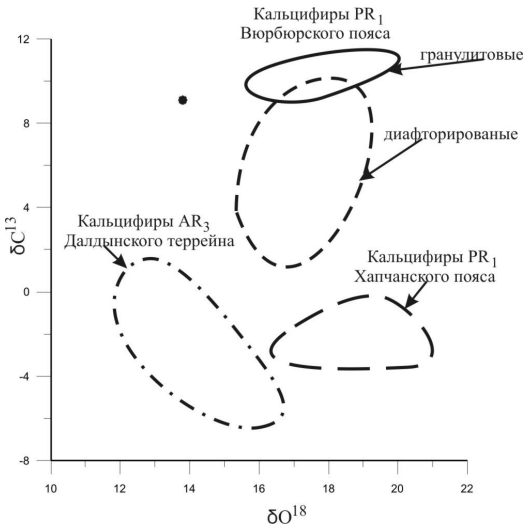


Рис.4. Состав углерода и кислорода в метакарбонат породах Анабарского гранулитового комплекса

При реакциях декарбонатизации в следствии диафтореза происходит некоторое облегчение углерода с δC^{13}=11‰ до δC^{13}=2‰. Изотопный состав кислорода в ходе этих процессов практически не меняется. Позднеархейские кальцифиры Далдынского террейна по сравнению с палеопротерозойскими аналогичными породами характеризуются более легким составом кислорода. В пределах основного поля данных пород обращает на себя внимание обратная корреляция составов углерода и кислорода (рис.4). За пределами этого поля имеется точка изотопный состав углерода которой сопоставим с δC^{13} характерным для палеопротерозойских карбонатов Вюрбюрского пояса.

Полученные данные подтверждают ранее сделанные предположения: 1- формировании исходных карбонатных пород Хапчанского пояса происходило в обстановке пассивной окраины на мелководном шельфе; 2 – карбонаты Вюрбюрского пояса накапливались в полузамкнутых и отшнурованных бассейнов в обстановке активной окраины [2]. Вопросы происхождения позднеархейских карбонатов требуют дальнейшего изучения.

Литература

1. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.Наука 1988. 243 с.
2. *Злобин В.Л.* Метаморфизованные осадочные палеобассейны раннего докембрия: Анабарский щит. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М. Научный мир.2006. С. 132-156
3. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В.* Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1999. №4. С. 21-35
4. *Розен О.М., Журавлев.Д.З., Суханов и др.*, Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона.//Геология и геофизика 2000. Т.41, №2. С. 162-180
5. *Melezhik, V.A., Fallick,A.E., Medvedev, P.V., & Makarikhin, V.V.* Extreme $^{13}C_{carb}$ enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite-stromatolite-dolomite-'red beds' association in a global context: a case.for the world-wide signal enhanced by a local environment. //Earth-Sci. Rev.1999 T.48,P. 71-120.

О РОЛИ ЭПЕЙРОГЕНИИ ПРИ НАКОПЛЕНИИ ЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Зорина С.О.

ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, office@geolnerud.net, svzorina@yandex.ru

Осадочные разрезы эпиконтинентальных бассейнов представляют собой результат совместного воздействия большого количества факторов, важнейшими из которых признаны два – эвстатический и эпейрогенический. Колебания глобального уровня моря (эвстазия) и вертикальные движения поверхности морского дна (эпейрогения) вызывают изменения глубины бассейна и, следовательно, предопределяют литологический состав формирующихся осадков [1, 2].

Представления о современном облике и распространении на востоке Русской плиты (ВРП) средне- и верхнеюрских отложений складываются прежде всего благодаря анализу обширного стратиграфического материала, сведенного в Унифицированных стратиграфических схемах юрских отложений Русской плиты [3]. Данные схемы, как известно, включают скоррелированные сводные разрезы структурно-геологических зон (рис. 1), расчлененные литобиостратиграфическими методами до свит и толщ. Хроностратиграфическая характеристика средней-поздней юры, полученная на основе унифицированных схем, дополнена результатами многочисленных детализационных и обобщающих стратиграфических работ, позволяющих значительно уточнить возрастные датировки литостратонов на отдельных участках платформы.

Так как литологическое строение средне-верхнеюрских отложений на ВРП достаточно однообразно и монотонно, на представленной схеме в них выделено 2 генерализованные фации: фация песков, песчаников и фосфоритовых конгломератов и фация глин, глинистых карбонатов и сланцев.

Анализ сводных разрезов структурно-геологических зон позволяет выделить серии относительно непрерывно накопившихся осадков, разделенные крупными стратиграфическими перерывами – секвенции: позднебайос-келловейскую и оксфорд-волжскую (рис. 1). Обе они имеют достаточно сложное строение, выраженное в обилии гетерохронных гиатусов, неравномерном распределении фаций по площади и разрезу.

При интерпретации литологического строения разрезов вычленить влияние эпейрогении из совместного тектоно-эвстатического воздействия на формирование осадочной последовательности достаточно сложно. Попыткой решения данной задачи является проведенная реконструкция региональной эвстатико-эпейрогенической обстановки, выполненная с использованием глобальной эвстатической кривой, опубликованной Б. Хаком и А. Аль-Катани в 2005 году [4].

Тренд глобальной кривой в средней-поздней юре [4] характеризует крупный эвстатический цикл с минимумом в раннем байосе и максимумом в конце позднего кимериджа (рис. 1). Если предположить, что на ВРП осадки формировались только под влиянием колеблющейся глобальной эвстатики, то идеализированный разрез представлял бы собой непрерывную последовательность глин и глинистых карбонатов, накапливавшуюся с раннего байоса до середины средневолжского времени, перекрытую средне-верхневолжскими песчаниками. Реальная (или приближенная к реальной) картина отличается обилием перерывов и поверхностей максимумов трансгрессий (ПМТ).

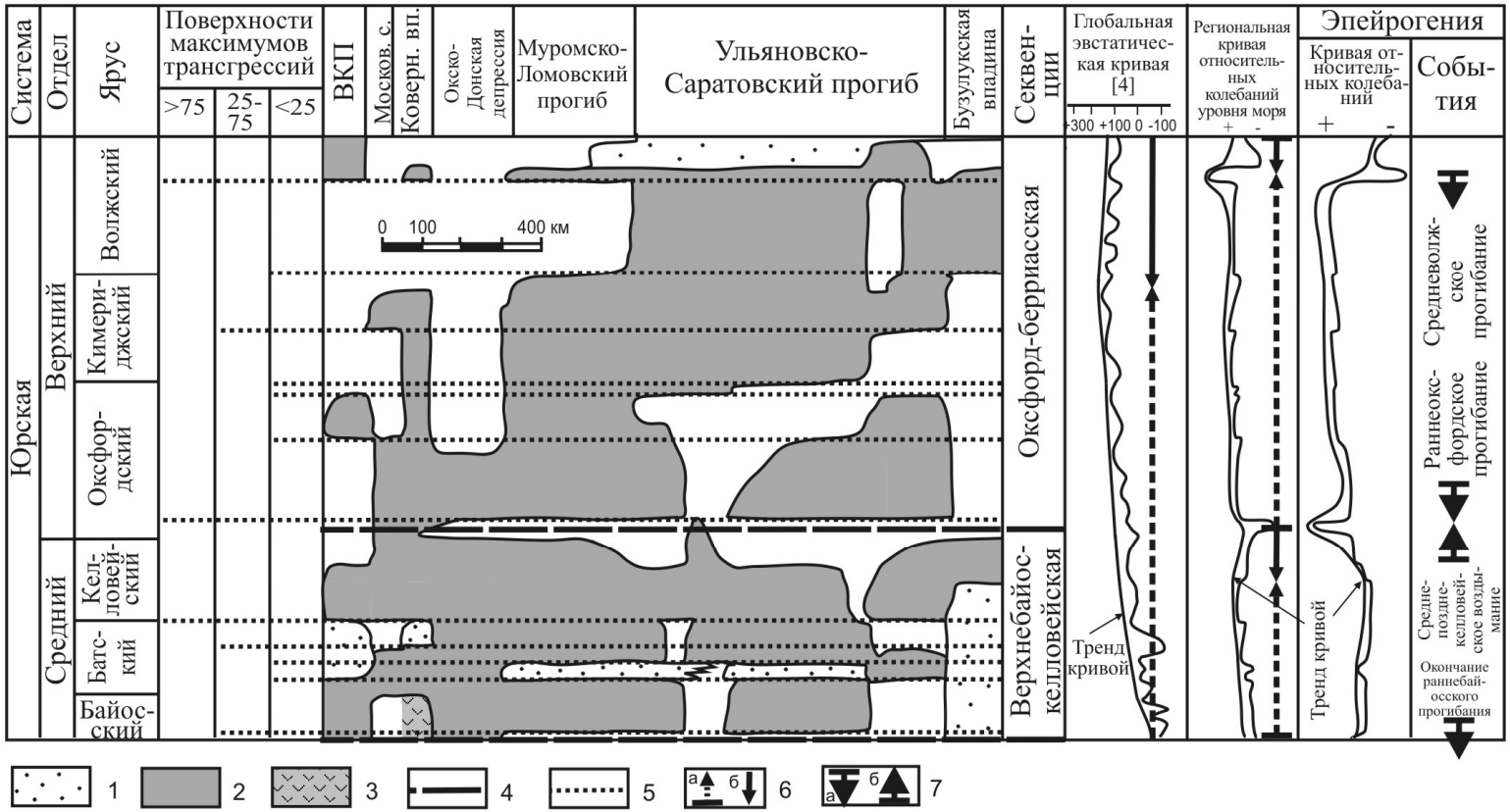


Рис. 1. Секвенс-стратиграфическая схема средне-верхнеюрских отложений востока Русской плиты
Условные обозначения:
1 - пески, песчаники, конгломераты, фосфоритовые “плиты”; 2 - глины; 3 - вулканогенно-осадочные отложения; 4 - границы секвенций; 5 - поверхности максимумов трансгрессий; 6 - эвстатические события: а - подъем уровня моря, б - падение; 7 - эпейрогенические события: а - прогибание, б - воздымание. Структурно-геологические зоны приведены по [3]: ВКП - Вятско-Камская впадина; Москов. с. - Московская синеклиза; Коверн. вп. - Ковернинская впадина.

Последние обязаны своим происхождением как глобальному росту уровня моря, так и вертикальным тектоническим движениям отрицательного

Региональный эвстатический режим, таким образом, был обусловлен воздействием не только глобальных колебаний уровня моря, но и активизацией эпейрогенических движений, способствовавших значительному «затушевыванию» глобальной эвстазии. Динамика региональной эпейрогении воспроизведена в кривой относительных эпейрогенических колебаний, построенной на основе анализа изменения пространственного распространения средне-верхнеюрских литостратонов во времени, смены фациального облика осадков и гетерохронности и синхронности гиатусов. Все эти процессы рассмотрены на фоне глобальных эвстатических колебаний.

Первым шагом в определении характера цикличности осадконакопления и установлении причин накопления тех или иных фаций на рассматриваемой территории явилось выделение ПМТ (Maximum Flooding Surfaces), которые, вслед за П. Шарландом с соавторами [5], ранжированы нами по площади современного распространения на: региональные (охватывающие свыше 75% территории ВРП), субрегиональные (25-75%) и локальные (< 25%). Региональных поверхностей выявлено три: бат-келловейская, раннеоксфордская и поздневолжская. Субрегиональных ПМТ выделяется также три: раннебатская, позднекимериджская и волжская. Локальных поверхностей выделено шесть: байос-батская, раннебатская, средне-позднеоксфордская, оксфорд-кимериджская, раннекимериджская и кимеридж-волжская.

Равное количество региональных и субрегиональных ПМТ и значительное преобладание над ними числа локальных поверхностей свидетельствует, с одной стороны, о трехкратном затоплении практически всей рассматриваемой территории и также трехкратном воздействии менее значительных трансгрессий, при которых в процесс осадконакопления была вовлечена примерно половина территории, а с другой стороны, – о значительно более частых, но менее масштабных затоплениях отдельных участков платформы, связанных с локальной эпейрогенией.

знака (опусканию дна). Образование перерывов связывается с вертикальными движениями положительного знака (воздыманием дна).

Наложение глобальной эвстатической кривой на генерализованный хроностратиграфический разрез позволяет оценить природу выявленных региональных ПМТ. Так, только самая ранняя из них сформировалась под влиянием глобального роста уровня моря при стабильном эпейрогеническом режиме. Нижнеоксфордская ПМТ покрывает несколько меньшую площадь на ВРП, она образовалась также на фоне глобального эвстатического роста, но после позднекелловейского-раннеоксфордского регионального гиатуса, являясь отражением начала нового секвенционного этапа. Природа этой ПМТ, вероятнее всего, тектоно-эвстатическая. Средневолжская ПМТ сформировалась при глобальном падении уровня моря после окончания оксфорд-кимериджского этапа дискретного осадконакопления, при котором площади распространения осадочных толщ существенно сократились по сравнению с байос-келловейским этапом. Ключевым событием формирования данной ПМТ явилось интенсивное, но кратковременное региональное средневолжское прогибание. Природа ее оценивается как эвстатико-тектоническая.

Сопоставление региональных ПМТ с глобальной эвстатической кривой позволяет определить характер эпейрогенических колебаний, влияние которых, как оказалось, было решающим в геологической истории рассматриваемого осадочного бассейна. На ВРП в средней-поздней юре выделено четыре региональных эпейрогенических события (рис. 1). Самое раннее - раннебайосское региональное прогибание, по окончании которого началось постепенное затопление восточной части Русской плиты за счет глобального роста

уровня моря; последующая за тем эпейрогеническая стабилизация на фоне продолжающегося эвстатического роста реконструируется по практически непрерывному осадконакоплению вплоть до конца среднего келловея. Короткопериодный региональный эпейрогенический цикл с позднекелловейским-раннеоксфордским воздыманием и последующим за ним ранне-среднеоксфордским прогибанием проявлен крупнейшим на данной территории диахронным гиатусом, окончание которого датируется концом раннего оксфорда и связывается с достаточно синхронным затоплением ВРП. Дискретный характер оксфорд-волжского осадкообразования выражен в постепенном сокращении площадей накопления осадков и длительности непрерывных этапов их формирования. Такая дискретность на фоне глобального роста уровня моря может быть объяснена активизацией различных по длительности вертикальных субрегиональных и локальных тектонических движений положительного знака. Завершающим региональным тектоническим событием явилось средневолжское интенсивное прогибание территории, последствием которого явилась региональная пандериевая трансгрессия.

Таким образом, фациальной облик юрских осадочных последовательностей на ВРП сформировался под влиянием глобальной эвстазии при существенном вмешательстве региональной эпейрогении. Активизация тектонического «шума» способствовала формированию нижней границы оксфорд-берриасской секвенции, многочисленных гетерохронных гиатусов и большинства поверхностей максимумов трансгрессий.

Литература

1. *Зорина С.О.* О взаимосвязи литологического строения морских осадочных разрезов с эвстатическими колебаниями и тектоническими движениями // Отечественная геология. - 2007. - № 6. - С. 52-55.
2. *Зорина С.О.* Цикло- и секвенс-стратиграфия средне-верхнеюрских отложений востока Русской плиты // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. - 2008. - № 1. - С. 31-49.
3. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы / С.П. Яковлева (ред. Объясн. Записки) – СПб.: ВНИГРИ, 1993. - 28 листов. 71 с.
4. *Haq B.U., Al-Qahtani A.M.* Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geoarabia. - 2005. - Vol. 10. - № 2. - P. 127-160. - 2 charts.
5. *Sharland P.R., Casey D.M., Davies R.B., Simmons M.B., Sutcliffe O.E.* Arabian Plate Sequence Stratigraphy – revision to SP2 // Geoarabia. - 2004. - V. 9. - No. 1. - P. 199-214. - 2 charts.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОДЫ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Зыкин Н.Н.

Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «Газпром ВНИИГАЗ»), Москва, Россия
(nznz@yandex.ru)

Введение

В силу широкой распространённости и высокой подвижности, а также будучи эффективным растворителем, вода является основным элементом практически всех рудных процессов. При образовании гидротермальных месторождений объёмы воды, скорость, продолжительность и пути её миграции определяют локализацию, морфологию и объёмы формирующихся залежей. Очевидно, что генезис рудных месторождений, условия и механизм их формирования во многом определяются источником и генезисом самих вод. Определение химических и физических свойств воды рудообразующих растворов и установление их генезиса может способствовать выявлению источника полезного компонента, условий, причин и механизмов формирования месторождений. В настоящей работе проводится сравнение изотопного состава кислорода и водорода вод из газово-жидких включений минералов гидротермальных месторождений с водами их возможных источников.

Потенциальные источники вод рудообразующих растворов и показатель их генезиса

В качестве потенциальных источников сингенетичных с рудообразующими растворами вод могут рассматриваться глубинные захоронённые, мантийные (“ювенильные”), элизионные воды и воды дегидратации водо- и гидроксил-содержащих минералов (“возрождённые” и “формационные” воды), а также поверхностные инфильтрационные воды метеогенного происхождения.

При определении генезиса вод наиболее достоверным показателем их источника является изотопный состав кислорода и водорода вод. В отличие от растворённых в воде веществ (солей, газов, органических соединений), изотопный состав кислорода и водорода является единственной геохимической характеристикой собственно воды и, при этом, наиболее её консервативным параметром.

Процессы, влияющие на изменение изотопного состава вод в подземных условиях

Причиной изменения первичного изотопного состава вод в пластовых условиях может быть изотопный обмен воды с газами (H_2S, H_2, CH_4, CO_2 и др.) и жидкими углеводородами, фазовые переходы в самой воде, а также обмен в системе «вода – вмещающие толщи».

Масштабы первых процессов, в силу преобладания массы вод над массой газов и низких коэффициентов фракционирования в системе «вода – органическое вещество», незначительны. Изотопный обмен в системе «вода – вмещающие толщи», проходящий по механизму диффузии, чрезвычайно медленный и практически не проявляется при низких температурах. Остальные возможные механизмы фракционирования и явления, теоретически способные повлиять на изменение первичного изотопного состава вод (фильтрация, диффузия сквозь микропористые среды, термодиффузия, адсорбция, атмолиз, радиолиз, кристаллизация и электрохимические процессы), практического значения не имеют, и исследователями относятся к эффектам «второго порядка малости».

Наибольшее влияние на изменение изотопного состава вод в глубоких горизонтах оказывает изотопный обмен с водовмещающими породами (известняками, силикатами и др.) при повышенных температурах. При этом данные процессы влияют, главным образом, на изменение

изотопного состава кислорода вод, так как в осадочной оболочке Земли его содержание достигает 40 %, а водорода лишь 0,3 %.

Таким образом, при подавленных процессах, способных привести к значительным изменениям первичного изотопного состава, геохимические свойства воды ($\delta^{18}O_{H_2O}$ и δD_{H_2O}), являясь наиболее её консервативными параметрами, характеризуют генезис вод и наиболее достоверно отражают источник её поступления.

Изотопный состав кислорода и водорода вод возможных источников

Для выявления генезиса вод рудообразующих растворов важно сравнить их изотопный состав и закономерности его изменения с таковыми для вод возможных источников.

Изотопный состав океанических, морских, континентальных поверхностных (метеорных) и грунтовых вод зоны свободного водообмена лежит в диапазоне: $\delta D \approx 0 \div -420$ ‰ и $\delta^{18}O \approx 0 \div -55$ ‰ (SMOW). Для δD и $\delta^{18}O$ атмосферных осадков и формирующихся за их счёт рек, ледников и вод внутриконтинентальных водоёмов установлена линейная зависимость, которая описывается уравнением Крейга: $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$, ‰ (SMOW). При этом, в соответствии с климатической зональностью, для метеогенных вод установлен субширотный характер распределения величин δD и $\delta^{18}O$. Наиболее «тяжёлые» метеорные воды развиты в экваториальных широтах. По изотопному составу эти воды близки к изотопному составу океанической воды, δD и $\delta^{18}O$ которой в изотопных исследованиях принимаются как «стандарт средней океанической воды» ($\delta D = 0$ ‰, $\delta^{18}O = 0$ ‰, SMOW – Standard Mean Ocean Water). Наиболее «лёгкие» воды установлены в атмосферных осадках и ледниковых покровах на северном и южном полюсах Земли. Широтный характер распределения установлен и для изотопного состава кислорода и водорода инфильтрационных вод зоны свободного водообмена, в том числе получаемых при опробовании глубоких и сверхглубоких скважин.

На рисунке 1, составленном по данным различных авторов, приведён график зависимости величин δD от $\delta^{18}O$ для вод артезианских бассейнов, погребённых, талассогенных, “формационных” вод, древних льдов и напорных вод нефтяных и газовых месторождений различных областей мира. Из приведённых данных можно видеть, что значения δD и $\delta^{18}O$ подземных вод, не имеющих свободной циркуляции, в координатах «δD-$\delta^{18}O$» в большинстве своём также ложатся на линию современных метеорных вод и, по крайней мере, располагаются вдоль прямой Крейга, что говорит о метеогенном происхождении этих вод.

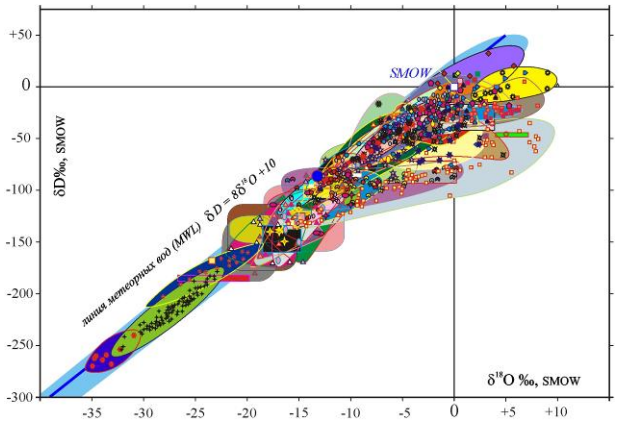


Рис. 1. Изотопный состав вод артезианских бассейнов, погребённых вод и древних льдов

Изотопный состав мантийных («ювенильных») вод, т.е. вод, не участвовавших в атмосферной циркуляции, достоверно не установлен и, по данным разных авторов, оценивается различно (рис. 2). Большинством исследователей для кислорода и водорода мантийной воды сегодня принимаются как вполне конкретные ($\delta^{18}O = +6$ ‰ и $\delta D = -75$ ‰ (SMOW) значения, так и более широкие их интервалы ($+5$ ‰ $< \delta^{18}O < +9$ ‰ и -85 ‰ $< \delta D < -40$ ‰).

Изучение воды современных гидротермальных систем (действующие вулканы, гейзеры, фумаролы, термальные источники, котлы и т.д.) показывает, что в подавляющем числе случаев вода этих систем имеет метеогенную природу и, более

того, в каждом конкретном случае по изотопному составу соответствует воде местных атмосферных осадков. Данное положение иллюстрируется на рис. 3 и 4.

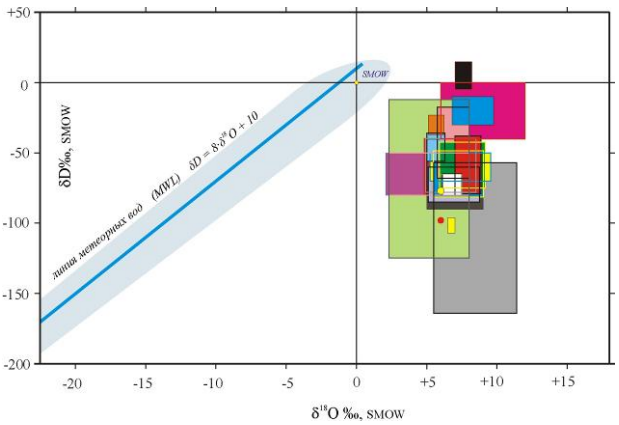


Рис. 2. Изотопный состав "ювенильной" воды по данным различных авторов

На рисунке 3 приводятся данные по изотопному составу вод из трёх районов меридионального профиля «полуостров Камчатка – Курильские острова – Япония». Синими фигурами здесь показаны значения $\delta^{18}O$ и δD атмосферных осадков и поверхностных вод этих областей. Красными фигурами показаны значения изотопного состава воды вулканов и термальных источников соответствующих районов. Как можно видеть, по мере продвижения от высоких широт Камчатки к низким широтам Японии величины $\delta^{18}O$ и δD воды как атмосферных осадков и поверхностных вод, так $\delta^{18}O$ и δD воды гидротерм, обогащаются тяжёлыми изотопами. При этом 95 % значений $\delta^{18}O$ и δD воды термальных источников соответствуют изотопному составу местных метеорных вод. В то же время часть анализов по термальным водам показывает значительное отклонение по $\delta^{18}O$ от местных метеорных вод, обусловленное изотопным обменом по кислороду при циркуляции последних с кислородом вмещающих пород. Величина отклонения ("кислородный сдвиг") обусловлена исходным изотопным составом воды, $\delta^{18}O$ вмещающих пород, объёмным отношением «вода-порода», временем циркуляции вод и температурой системы.

На рисунке 4 приводятся данные по изотопному составу вод из некоторых геотермальных районов мира, где «кислородный сдвиг» проявлен в различной степени, и на графике по каждому району нанесены его максимальные значения. Как и

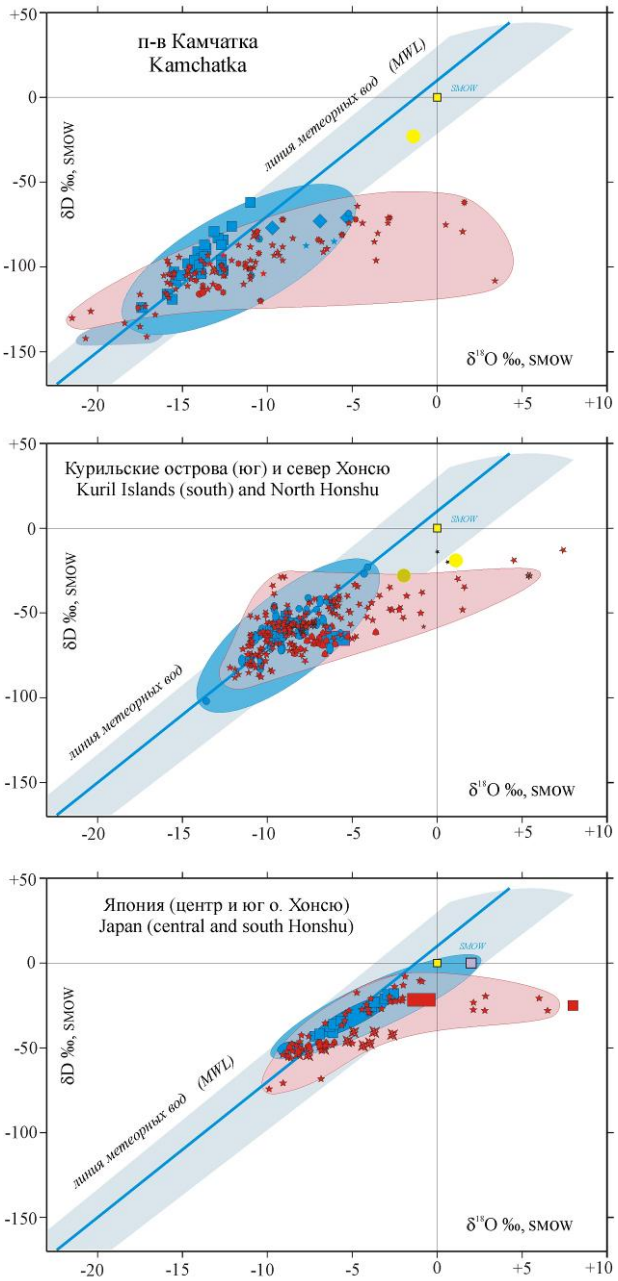


Рис. 3. Изотопный состав метеорных и термальных вод Камчатки, Курильских островов и Японии
Примечание: синие значки – метеорные воды, красные значки – воды термальных источников

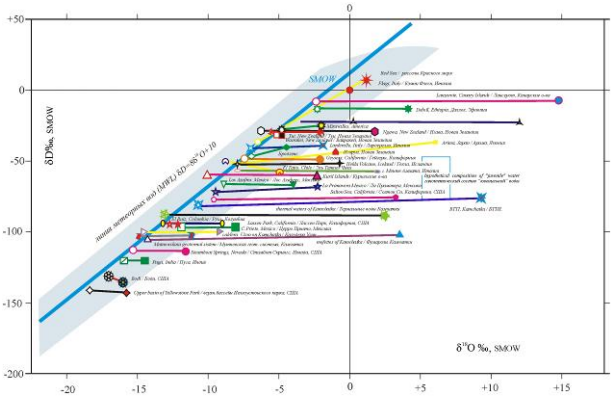


Рис. 4. Эффект “кислородного сдвига” для термальных вод из геотермальных районов мира

в предыдущем случае, данные по водороду термальных вод этих районов однозначно говорят о преобладании метеогенного источника в питании таких систем.

Таким образом, очевидно, что в водах современных геотермальных систем «ювенильной» составляющей установить не удаётся. Можно отметить, что в случае гомогенного состава ювенильной воды и значительного участия её в деятельности современных геотермальных систем изотопные характеристики воды последних тяготели бы к этой области. Но поскольку этого не наблюдается, можно заключить, что источником этих вод является в основном инфильтрационная вода атмосферных осадков данных районов.

Изотопный состав кислорода и водорода воды флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений

Установить механизм и особенности формирования эндогенных месторождений, природу рудообразующих растворов и степень участия в рудных процессах «ювенильной» составляющей сегодня возможно изучая первичные флюидные газово-жидкие включения (ГЖВ) в минералах гидротермального генезиса. Вода ГЖВ с момента их образования находится в «законсервированном» состоянии и, таким образом, может нести информацию не только как растворитель, но и указывать на источник как рудного вещества, так и самой воды. На графике (рисунок 5) приведены результаты исследований изотопного состава воды газово-жидких включений почти ста рудных месторождений мира (золоторудных, свинцово-цинковых, медно-никелевых и др.) различного возраста и генезиса.

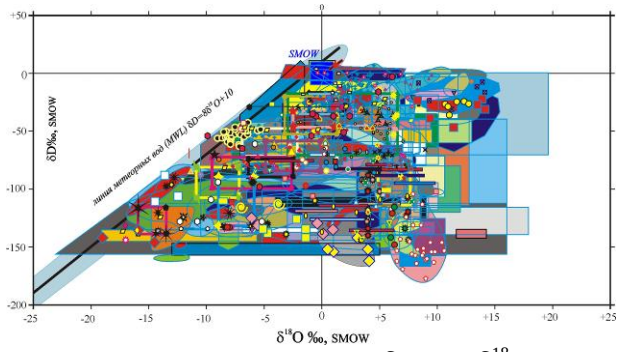


Рис. 5. Изотопный состав (δD и $\delta^{18}O$) воды флюидных включений рудных месторождений мира

Как можно видеть (рис. 5), значения $\delta^{18}O$ и δD воды включений: 1) составляют весь диапазон, характерный для наиболее распространённых современных континентальных (метеогенных) вод; 2) по водороду не превышают значений δD современной океанической воды (SMOW); 3) по $\delta^{18}O$ ограничены значениями изотопного состава кислорода горных пород; 4) строго контролируются линией современных метеорных вод (MWL).

При этом выявляется, что изотопный состав воды включений из минералов эпитермальных месторождений наиболее близок к линии метеорных вод и располагается вдоль этой линии. Значения $\delta^{18}O$ и δD воды включений из минералов более глубинных и высокотемпературных мезотермальных месторождений, в соответствии с температурами их формирования, наиболее удалены от линии метеорных вод. Значения $\delta^{18}O$ и δD воды включений из минералов колчеданных месторождений составляют поле, близкое к значениям SMOW. Имеющиеся данные стадиальных изменений изотопного состава рудообразующих растворов показывают, что на последних (низкотемпературных) этапах процесса вода наиболее близка современным метеогенным водам района нахождения месторождения.

В целом характер распределения значений $\delta^{18}O$ и δD воды из ГЖВ рассмотренных месторождений аналогичен изотопным характеристикам вод

современных геотермальных систем. Если древние гидротермальные системы рассматривать в качестве аналогов современных термальных систем, то следует признать, что их вода также имеет преимущественно инфильтрационную (метеогенную) природу.

Таким образом, приведённые данные позволяют говорить, что в образовании рудных месторождений через механизм конвекции принимали участие и доминировали инфильтрационные воды метеогенного происхождения, либо воды дегидратации. При этом, даже в случае её существования, роль «ювенильной» воды в образовании изученных месторождений была исчезающе мала.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЛАСТОВЫХ ВОД СЕВЕРО-КАМЕННОМЫССКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГОМЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зыкин Н.Н.

Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ»), (nznz@yandex.ru)

В период разведки месторождений жидких и газообразных углеводородов о процессах, происходящих в глубоких горизонтах, и о степени техногенных воздействий на пласт можно судить лишь по продукции разведочных скважин. Поскольку, наряду с вмещающей структурой, водоносный горизонт является естественной нижней границей нефтяных и газовых залежей, по подошвенным водам проводят оценку размеров залежей, и, соответственно, оценку запасов месторождений. Соответственно, с целью определения типа, морфологии и объёма залежей, на этапе разведки встаёт вопрос определения распространения пластовых вод. При проходке разведочных скважин в морских условиях попадание скважины в продуктивный пласт определяется по изменению состава использованной при бурении промывочной жидкости и по составу получаемой при опробовании пласта воды. В то же время, при бурении разведочных скважин в акваториях, проводимых в режиме прямой или обратной промывки, прямое опробование пласта чаще невозможно, и в этом случае изучается состав использованной в процессе бурения промывочной жидкости. Специфика опробования водоносных горизонтов в этих условиях предполагает неоднократную смену на изливе из скважин технических жидкостей (бурового и долевого раствора) на пластовую воду и продавливание последней техническим раствором.

Традиционным для исследования состава вод при определении их источника является изучение их химических свойств. В тоже время общая минерализация и солевой состав пластовых вод нефтегазовых месторождений весьма изменчивы как по разрезу, так и по латерали. Задача определения пластовых вод в этих условиях осложняется тем, что используемые при бурении растворы и промывочные жидкости значительно искажают состав пластовых вод, а также тем, что состав пластовых вод заранее неизвестен (рис.1). По этой причине задачей исследований, по сути, становится определение циклической закономерности в смене гидрохимических характеристик отбираемых проб и, в случае выявления такой закономерности, выявление среди отобранных вод собственно пластовых.

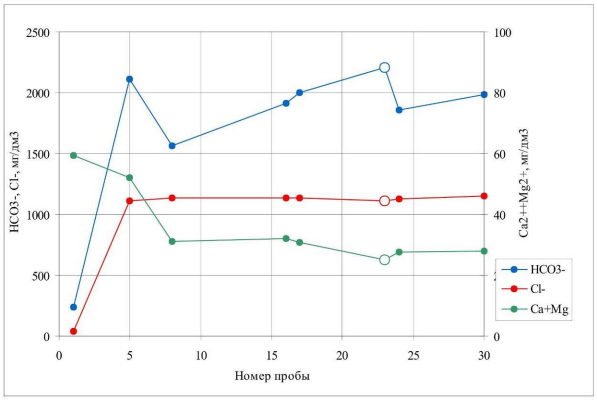


Рис. 1. Химический состав вод из разведочных скважин Северо-Каменномысскогоместорождения

С целью определения свойств пластовых вод, был изучен химический состав и изотопный состав кислорода и водорода проб жидкостей, полученных из разведочных скважин Северо-Каменномысского газоконденсатного месторождения (акватория Обской Губы). Для возможности определения пластовых вод были также изучены поверхностные воды района месторождения и технические воды, используемые при бурении. Результаты изотопных исследований приведены на рисунке 2.

Геохимические исследования показали, что поверхностные воды района и вода, использованная для приготовления бурового раствора, обладают наиболее

лёгким изотопным составом (рис. 2, совокупность точек № 1).

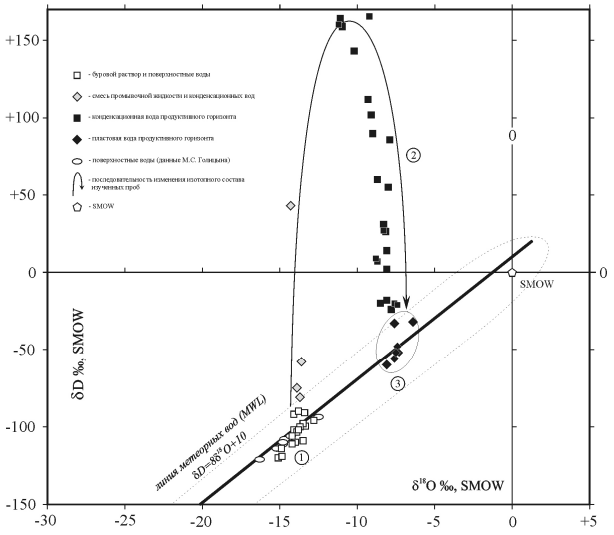


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и водорода вод из разведочных скважин Северо-Каменномысского месторождения и поверхностных вод района

По полученным данным можно заключить, что конденсационным водам газовой залежи соответствуют пробы воды с тяжёлым изотопным составом водорода (рис. 2, совокупность точек № 2). Для отдельных проб этой воды установлены значения δD, достигающие величин +370 ‰ (SMOW). Значительное утяжеление изотопного состава водорода конденсационных вод объясняется изотопным обменом внутризалежной воды с меркаптанами и аммиаком продуктивного горизонта. Пластовым подошвенным водам продуктивного горизонта отвечают пробы воды, значения δD и $\delta^{18}O$ которых не совпадают с изотопным составом кислорода и водорода поверхностных вод района, при этом также лежащие на линии метеорных вод, но обогащённые тяжёлыми изотопами относительно последних (рисунок 2, совокупность точек № 3).

В качестве общей закономерности для проб из всех скважин установлена цикличность в смене изотопного состава получаемых при опробовании вод, соответствующая смене вод промывочной жидкости и долевого раствора на конденсационную и пластовую воду залежи. Поскольку для химического состава вод данная цикличность отсутствует, либо не столь очевидна, можно заключить, что при опробовании скважин, проходимых в условиях акваторий, изотопный состав кислорода и водорода получаемых при опробовании жидкостей, указывают на их источник и наиболее достоверно отражает начало поступления пластовых вод при опробовании разведочных скважин.

Полученные для пластовых (подошвенных) вод изотопные характеристики указывают, что вода Северо-Каменномысского месторождения не является ни элизионной, ни метаморфогенной (водой дегидратации). Полученные для пластовых вод значения δD и $\delta^{18}O$ и их химический состав указывают, что данные воды имеют инфильтрационное происхождение, формировались в опреснённом бассейне, в зоне влажного и тёплого климата. В пользу этого говорит также характер осадков и проведённые палинологические исследования керна. Результаты споро-пыльцевого анализа полученного из керна органокостенного микрофитопланктона, показали, что в последнем преобладают споры и пыльца мхов, плаунов, папоротников и хвойных (готерив-баррем, определения С.Б. Смирновой и А.С. Алексеева, МГУ). По мнению указанных авторов, из анализа видового состава и процентных соотношений компонентов в выделенных палинокомплексах, можно заключить, что продуктивные отложения Северо-Каменномысского газоконденсатного месторождения формировались под влиянием растительности сухих равнин, в субконтинентальных или дельтовых фациях, т.е. в тёплом и средневлажном климате с равнинным рельефом прилегающих районов.

Геохимические особенности изученных вод также указывают, что после захоронения пластовые воды месторождения не подвергались высокой степени метаморфизма, и, таким образом, газоконденсатные залежи месторождения были сформированы не в результате миграции компонентов, а, скорее всего, являются инситными, т.е. принадлежат данному водоносному комплексу. По

полученным данным был определён химический состав пластовых вод продуктивного горизонта месторождения (рис. 1, незалитые значки).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННЫХ КАОЛИНИТОВ ЕВРАЗИИ

Зыкин Н.Н.[а], **Наседкин В.В.**[б]

[а] *Всероссийский научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий (ООО «ВНИИГАЗ»), (nznz@yandex.ru);*

[б] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН) (nasdi@mail.ru)*

С целью определения условий образования минералов зоны гипергенеза, были изучены элювиальные каолиниты и монтмориллониты месторождений России, Украины, Казахстана, Грузии, Туркмении, Азербайджана, Греции, Германии и Чешской республики. Образцы, представленные гипергенными минералами, сформировавшимися на гранитном субстрате, были отобраны из коллекции ИГЕМ РАН. Для всех образцов были проведены микроскопические наблюдения, сделан фазовый рентгеноструктурный и термогравиметрический анализ, изучен химический состав минералов и изотопный состав кислорода и водорода их OH^- - группы (таблица 1, рисунок 1, 2).

Проведённые исследования показали, что минералы зоны гипергенеза изученных месторождений в различной степени отвечают теоретическому составу каолинита и монтмориллонита. Для части образцов характерна примесь кварца. Каолины нескольких месторождений характеризуются повышенным содержанием оксидов железа, вероятно, входящего в кристаллическую решётку минерала.

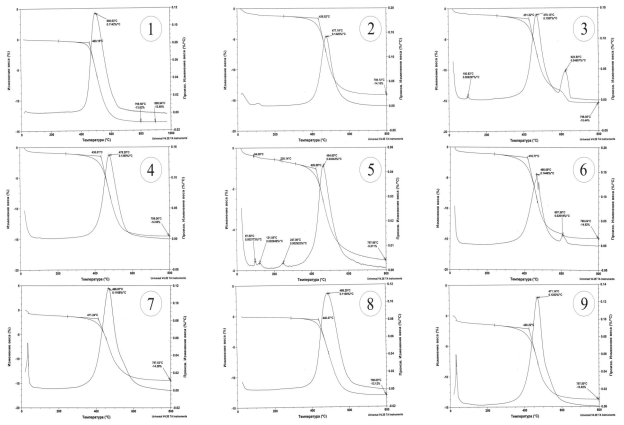


Рис. 1. Термограммы изученных каолинитов

Таблица 1. Изотопный состав кислорода и водорода ОН-группы монтмориллонитов и каолинитов

№ п/п	месторождение	δD, ‰, (SMOW)	$\delta^{18}O$, ‰, (SMOW)
1	Положское(Украина)	-96	-11,8
2	о-в Ольхон, оз. Байкал (Ирктская область)	-95	-8,3
3	карьер О'Нила, Нац. музей (Джорджия,	-59	-1,7
4	Козыревское, Кустанайская область (Казахстан)	-55	+2,0
5	Велико-Годыминецкое (Украина)	-73	+5,7
6	Чалганское (Восточная Сибирь)	-69	+6,7
7	Альбене, Карловы Вары (Чешская республика)	-51	+8,6
8	Кыштымское (Средний Урал)	-66	+10,0
9	Мейсен (Германия)	-73	+8,7
10	Латненское (Воронежская обл.)	-84	+14,0
11	Меркушовское (Приморский край)	-111	+2,9
12	Аккалканское (Казахстан)	-122	-5,6
13	Никольское	-125	+0,7
14	Черногорское	-90	+2,6
15	Асканское(Грузия)	-58	+2,1
16	о. Милос (Греция)	-67	+7,6
17	Зырянское	-116	+5,7
18	Дашуковское (Украина)	-89	+7,7
19	Даш-Салахлинское (Азербайджан)	-95	+9,9
20	Огланлинское (Туркмения)	-102	+10,6
21	Кудринское(Крым)	-85	+12,9

По данным термического анализа (рис. 1), эндотермический эффект в изученных минералах наблюдается в широком диапазоне температур (350÷800°С). Эндотермический эффект для каолинита, сопровождающийся выделением воды, связанной с гидроксильными группами, и аморфизацией вещества должен наблюдаться при температурах 550-650°С, экзоэффект, связанный с кристаллизацией муллита и γ–Al_2O_3, – при 930-1000°С. В ряде случаев на термограммах изученных каолинитов наблюдалось смещение максимума эндотермического пика до 700°С, что, по данным ряда исследований, обусловлено влиянием различной степени совершенства структуры и агрегатного состояния минералов. Исследованные нами образцы были представлены элювиальным каолинитом, поэтому сдвиг эндотермического эффекта в сторону более высоких температур можно объяснять совершенством структуры или размером частиц.

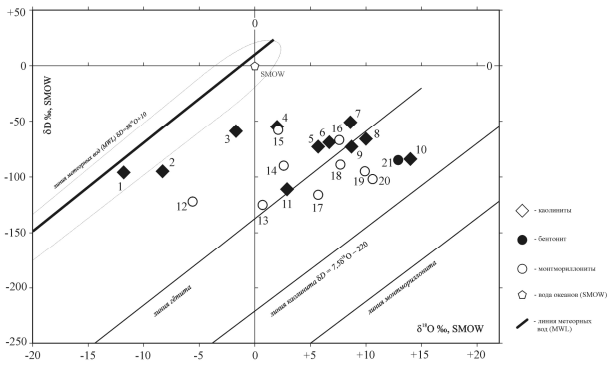


Рис. 2. Изотопный состав водорода (δD) и кислорода ($\delta^{18}O$) OH^--группы изученных минералов
Примечание: цифры у значков соответствуют порядковым номерам проб в таблице 1

По данным масс-спектрометрических исследований (таб. 1, рис. 2), изотопный состав водорода OH^--группы изученных минералов укладывается в диапазон значений: δD = -51 ÷ -125, ‰ (SMOW). Согласно расчётным данным, равновесные с каолинитами и монтмориллонитами воды имели значения δD = -20 ÷ -95, ‰ (SMOW), что указывает на образование минералов в различных климатических условиях при преимущественно тропическом и субтропическом климате, существовавшем в момент формирования большинства изученных месторождений.

По изотопному составу кислорода OH^--группы исследованные образцы характеризуются большим разбросом значений: $\delta^{18}O$ = -12 ÷ +14, ‰ (SMOW). При этом при совместном рассмотрении данных по кислороду и водороду полученные изотопные характеристики изученных минералов не ложатся на теоретические линии изотопных равновесий, т.е. не находятся в геохимическом равновесии с метеорными водами. Таким образом, можно заключить, что при формировании изотопного состава изученных минералов доминирующим фактором являлся изначальный состав пород субстрата (полевых шпатов, слюды и кварца гранитов, по которым последние формировались), температурные условия, либо последующие процессы метаморфизма. При этом низкие значения изотопного состава кислорода отдельных образцов глин определённо указывают, что изотопный состав кислородсодержащих минералов гранитов в свою очередь был сформирован при высокотемпературном изотопном обмене с метеогенными водами.

МИНЕРАГЕОДИНАМИКА – СОВРЕМЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

Ибламинов Р.Г.

Пермский государственный университет, Пермь, Россия (riaminov@psu.ru)

Введение

Современный этап развития учения о полезных ископаемых характеризуется переосмыслением традиционных подходов к решению вопросов закономерностей размещения, строения и состава месторождений полезных ископаемых с плитотектонических позиций. На стыке самостоятельного раздела учения о полезных ископаемых – минерагении, с разделом геодинамики – частной геодинамикой [2], возникло новое научное направление, названное нами минерагеодинамикой [3]. Минерагеодинамика изучает палеотектонические обстановки образования и закономерности размещения минерагенических формаций горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, возможность их сохранения и преобразования в последующих плитотектонических процессах и на этой основе прогнозирует новые месторождения и горно-геологические свойства известных. В минерагении обычно выделяются 5 разделов [9]. Рассмотрим основы минерагеодинамики, в соответствии с её разделами.

Общая минерагеодинамика

В соответствии с синергетическими представлениями Земной шар рассматривается как сложная неравновесная планетарная система, обменивающаяся энергией с внешней средой [8]. В истории формирования тектоносферы Земли В.Е. Хаин [10] выделяет 5 стадий. Нами эти стадии рассматриваются как пять систем планетарных палеотектонических обстановок (серий обстановок), каждой из которых отвечает определенная серия геологических формаций (табл. 1).

Каждая система планетарных обстановок состоит из взаимодействующих друг с другом и взаимообусловленных подсистемных уровней (табл. 2) [4].

Иерархия таксономических пространственно-временных уровней распространения геологических формаций в минерагеодинамике, увязанная с ретроспективой обусловливающих ее возникновение и существование палеотектонических обстановок земной коры, является теоретической основой выделения геологически однородных блоков с определенными генетическими группами и видами полезных ископаемых [5].

Таблица 1. Планетарные системы тектонических обстановок и серии геологических формаций

Время существования	Планетарная система	Серия формаций
Ранний архей	Доплитотектоническая	Археокоровая
Средний-поздний архей	Эмбриональной тектоники плит	Археократонная
Ранний протерозой	Тектоники малых плит	Эократонная
Средний-поздний протерозой	Внутриплитной тектоники	Протократонная
Фанерозой	Окраинно-плитная	Неократонная

Таблица 2. Уровни систем палеотектонических обстановок и геологических формаций

Уровень распространения	Совокупность	
	тектонических условий	геологических формаций
Планетарный	Серия	Серия формаций
Глобальный	Группа	Группа формаций
Региональный	Класс	Класс формаций (формационный ряд)
Локальный	Подкласс	Подкласс формаций (ассоциация)
Сублокальный	Тектоническое положение	Формация, субформация
Местный	Участок	Фациальный комплекс, фация

Использование системного подхода позволило охарактеризовать методы минерагеодинамических исследований как специфические методы разноуровенных геологических обобщений, опирающиеся на комплексный анализ всей геологической информации об исследуемых недрах и их

полезных ископаемых и ретроспективный анализ геодинамических обстановок.

Нами разработан единый подход к минерагеническому районированию складчатых фанерозойских и платформенных регионов. Пространственные подразделения увязаны с системными палеотектоническими и формационными, а также с временными минерагеодинамическими (табл. 3).

Таблица 3. Структурно-формационные уровни и пространственно-временные подразделения

Подразделения земной коры		
Структурно-формационные	**Минерагенические**	
Земная кора в целом	Планеты Земля	Мегаэпоха (Уилсона)
I порядка	Суперпровинция –субпровинция	Эпоха (цикл Бертрана)
II порядка (мегазона)	Область	Этап (стадия цикла)
III порядка (зона)	Пояс (бассейн), район (узел)	Фаза, субфаза (подстадия цикла)
Подзона	Поле месторождений	Этап минерагенеза
Участок подзоны	Месторождение	Стадия минерагенеза

Историческая минерагеодинамика

В разделе анализируются палеоминерагеодинамические обстановки в истории Земли.

Ретроспективный анализ геологической истории Земли показал, что основную минерагеническую роль в ней играли плитотектонические процессы, эволюционизирующие от планетарной обстановки эмбриональной тектоники плит к тектонике малых плит, внутриплитной и окраинно-плитной. При этом на уровне глобальных и локальных систем палеотектонических обстановок имело место наследование главных черт прежде всего эндогенных минерагеодинамических процессов, которое привело к сходству процессов рудообразования и вещественного состава полезных ископаемых. Наиболее наглядно оно проявляется в зеленокаменных поясах земной коры и гранитогнейсовых блоках. Так, зеленокаменные пояса, формировавшиеся в условиях спрединговых режимов, характеризуются наличием офиолитовых ассоциаций с вулканическими формациями от коматиит-базальтовой в архее с сульфидными никелевыми, серно-, реже медно-цинковыми колчеданными месторождениями до базальтовой и базальт-риолитовой в фанерозое с медно-, серно-, полиметаллическими колчеданными рудами. Плутонические формации ассоциации эволюционируют от архейской троктолит-анортозит-норитовой формации с титаномагнетовыми и подиформными хромшпинелевыми рудами до дунит-перидотитовой хромитоносной. Состав шельфовых ассоциаций, всегда сопровождающих офиолитовые, эволюционирует от метавулканогенной железисто-кремнистой с магнетитовыми кварцитами в мезо-, неоархее до железисто-кремнисто-сланцевой с гематит-магнетитовыми и спессартиновыми кварцитами, а также метатерригенной прибрежно-морской урановосной с золотом зон несогласия в палеопротерозое, затем карбонатно-терригенной прибрежно-морской битуминозной со стратиформным полиметаллическим и медным оруденением в неопротерозое и ещё позже широким разнообразием формаций шельфа в фанерозое.

Установлено существование наряду со специфическими для каждой минерагенической мегаэпохи ряда общих черт в палеотектонических обстановках эволюционирующей земной коры, которые обусловливают сходство минерагеодинамических процессов и продуктов рудообразования в ее истории. Классическим в этом смысле является новейшее обобщение А.Л. Дергачева [1]. Наследование в рудообразовании является вещественным доказательством существования плитотектонических процессов в геологической истории и позволяет уточнять задачи прогнозирования месторождений.

Генетическая минерагеодинамика

Генетическая минерагеодинамика разрабатывает генетико-минерагеническую систематику месторождений полезных ископаемых, которая является основой

предварительного прогноза их свойств и наличия в регионах. Формации полезных ископаемых рассматриваются как результат существования взаимосвязанных палеотектонических систем, выявление которых даёт возможности для прогнозирования месторождений и их свойств.

При таком подходе уточняется и расширяется генетическая классификация месторождений, сами рудные формации рассматриваются как результат синергетического эффекта существования взаимообусловливающих друг друга разноуровенных палеотектонических систем.

Из изложенного следует, что генетическая классификация формаций полезных ископаемых должна содержать минерагеодинамическое наполнение, которое позволяет более корректно решать на ее основе задачи регионального и локального геологического прогнозирования.

Специальная минерагеодинамика

Специальная минерагеодинамика рассматривает закономерности размещения формаций какого-либо одного вида полезных ископаемых в различных геодинамических обстановках земной коры на глобальном или региональном уровнях.

С позиций минерагеодинамики нами рассмотрены палеотектонические режимы и обстановки формирования нефтегазоносных бассейнов. Показано, что формирование платформенных и океанических (геосинклинальных) бассейнов определяется мировыми классами систем тектонических обстановок (режимами): континентального рифтогенеза, спрединга, субдукции, коллизии. Тесная связь развития платформенных бассейнов с развитием океанов позволила выделить периспрединговые, перисубдукционные и периколлизионные тектонические режимы и участвующие в них бассейны. [5].

Прикладная минерагеодинамика

Прикладная минерагеодинамика строит разноуровенные комплексные прогнозные геодинамические модели, которые должны явиться основой выбора прогнозно-поисковых комплексов и методики проведения поисковых и разведочных работ.

Общая методология прикладной минерагеодинамики заключается в построении по фактическим данным пространственно-временных моделей земной коры в целом либо ее участков для выявления места и времени образования минерагенических формаций горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых (статических моделей). На их основе строятся ретроспективные динамические модели, раскрывающие историю формирования исследуемых объектов и позволяющие выделять минерагенические формации и ранжировать их по отношению к процессам рудообразования на рудовмещающие, рудоносные, рудообразующие и рудогенерирующие [7]. Опираясь на статические и ретроспективные модели, строятся прогнозные модели и прогнозно-поисковые комплексы.

К моделям предъявляются следующие общие требования: они должны быть пространственными, учитывающими многоуровенное строение объектов, универсальными, позволяющими использовать различные методы геологических исследований и осуществлять комплексную обработку информации, получаемой разными методами. Основой такого моделирования является теория геологического поля, под которым понимается пространство земной коры, каждому элементарному объему которого может быть поставлено в соответствие определенное значение геологического свойства, являющееся функцией координат пространства и времени. Пользуясь этим понятием, любое геологическое тело (Φ), в том числе региональные объекты прогнозирования (минерагенические области, районы, поля), сами месторождения и их отдельные залежи мы предлагаем представлять в виде совокупности геологических полей,

различным образом соотносящихся в пространстве.

$$\Phi = \{F_{1(x,y,z,t)};...;F_{j(x,y,z,t)};...;F_{m(x,y,z,t)}\},$$

где m – количество полей, участвующих в моделировании; F_j (x,y,z,t) – функция, описывающая изменение j -го поля в пространстве и во времени.

Представление о геологических объектах как о совокупности геологических полей является теоретической основой создания статических моделей объектов прогнозирования. К числу геологических полей, которые наиболее целесообразно использовать при построении моделей на разных уровнях прогнозирования, относятся морфологические и вещественные.

Методика регионального минерагеодинамического анализа, предполагает последовательно-параллельное выполнение следующих исследований: составление пространственной модели геологического базиса территории, геолого-формационный анализ горных пород, рудноформационный анализ полезных ископаемых, ретроспективный анализ палеотектонических обстановок, собственно металлогенический анализ, прогнозную оценку территорий.

Заключение

Выполненные нами региональные локальные, детальные и специальные прогнозные исследования [6] показали, что разноуровенный минерагеодинамический анализ территорий – это оптимальный способ восстановления истории их развития, раскрытия минерально-сырьевого потенциала и прогноза свойств залежей полезных ископаемых.

Литература

1. *Дергачев А.Л.* Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли. Автореф. дисс. …М.: МГУ, 2010. 60 с.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с..
3. *Ибламинов Р.Г.* Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Пермскогоун-та, 2001. 220 с.
4. *Ибламинов Р.Г.* Системные уровни минерагеодинамики – основа минерагенических построений. // Вестник Пермскогоун-та, вып. 3 "Геология". 2004. С. 28–35.
5. *Ибламинов Р.Г.* Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов // Вестник Пермскогоун-та, вып. 4 "Геология". 2007. С. 8–25.
6. *Ибламинов Р.Г., Алванян А.К.* Региональная минерагения общераспространенных полезных ископаемых зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области (на примере Пермского края) // Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского. Вып.9, 2009, с. 152–161.
7. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.
8. *Летников Ф. А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
9. *Старостин В.И.* Металлогения // Месторождения металлических полезных ископаемых М.: Академический проект, Трикста, 2005. С. 598 – 696.
10. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ЭРДЕНЕТСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ, МОНГОЛИЯ

Иванов А.А.

Монголо-российская совместная компания КОО "Предприятие Эрдэнэт", Эрдэнет, Монголия
(mmpos1@mail.ru)

Введение

Проведенные аэрогеофизические работы финансировало правительство Японии через Японское международное агентство по сотрудничеству (JICA) и Японское агентство горнорудной промышленности (MMAJ), в сотрудничестве с Министерством минеральных ресурсов Монголии (MRAM). Наземные поисковые работы финансирует монголо-российская совместная компания "Предприятие Эрдэнэт", рис. 1.

Основная работа по проекту сосредоточилась в Эрдэнэтском рудном районе. Первая фаза проекта предполагала производство и интерпретацию аэрогеофизических работ на площади 5600 км^2, с высокой разрешающей способностью (интервал между линиями профилей 250 м., линии полета север-юг). При аэрогеофизической съемке регистрировались магнитные и радиометрические данные. Вторая фаза, составляет наземные работы включающие, магниторазведку, электроразведку методом ВП по технологии томографии, буровые работы. Геологические данные интегрировались с данными аэрогеофизики для получения более точной структурной обстановки. Данные крупномасштабной геологической интерпретации и наблюдаемые геофизические поля, идентифицируют особенности связанные с распределением известной минерализации, и дают возможность выявить новые зоны минерализации. В результате, выявлены новые районы для наземной проверки аномалий методами электроразведки в модификации ВП.

Геологическое строение

Монголия вытянута в широтном направлении более чем на 2000 км и расположена в восточной части Центрально-азиатского складчатого пояса (Алтаиды), между Сибирским кратоном на севере и Таримским и Китайско-Корейским кратоном на юге (рис. 1). Геология Монголии различна и многообразна, с высоким потенциалом для выявления разнообразных месторождений минеральных ресурсов.

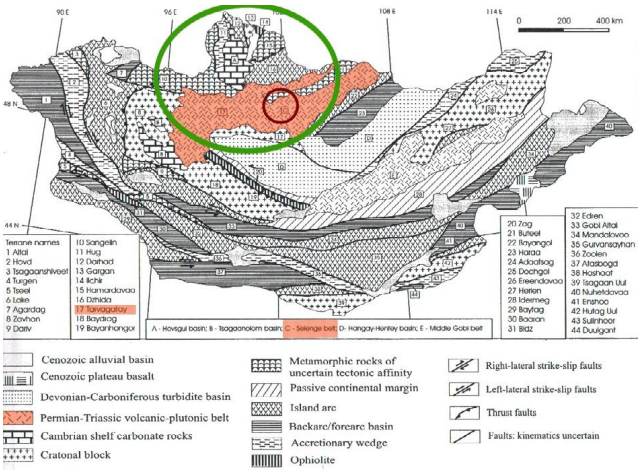


Рис. 1. Обзорная карта региональных исследований (зеленый эллипс). Геофизические исследования (красный круг) в Эрдэнэтском рудном районе

Толща тувинско-монгольского террейна наиболее полно представлена на территории исследования и, как представляется, террейн был затронут магматизмом связанным с движением на север и субдукцией Монгола-Охотского бассейна под Сибирский кратон, сопровождавшийся изменением континентов. Образование Cu-Mo порфирового месторождения, связано с интрузивным магматизмом, вулканическая деятельность образует вулканические дуги и месторождения связанные с вулканизмом.

Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтийн Овоо расположено в центре района исследований. Производство руды в 2010 году составило 28 млн. тонн (среднее содержание меди на 0.695%, и 0.021% Mo). Ежегодное производство медного концентрата примерно 126 000 т, содержание меди 82.5 %.

Наиболее древними образованиями района работ являются метаморфические породы ксенолитов в нижнепалеозойских гранитоидах. Размеры ксенолитов - сотни квадратных метров. Они располагаются цепочкой в полосе северо-западного направления вдоль подножья левого склона долины р. Орхон и в приустьевой части долины р. Цзалугыйн-Гол. Ксенолиты сложены кристаллическими, часто полосчатыми доломитизированными известняками с прослоями известковистых и серицито-хлоритовых сланцев. Около 80% площади района сложено вулканогенными образованиями двух ярусов - нижнего, представленного осадочно-вулканогенными толщами смешанного - от липаритов до базальтов - состава и верхнего, сложенного преимущественно эффузивами базальтоидного ряда.

Селенгинский комплекс (290-260 млн. лет). Интрузивные породы селенгинского комплекса наиболее широко распространены в северной части, опоискованной территории по правобережью р.Селенги и ограниченно на юге, на левобережье р.Орхона. В целом, они занимают около 1120 км.кв. или почти 25% всей рассматриваемой площади. Размеры отдельных массивов весьма значительны от 200 до 300 км.кв. состоит из гранита, гранодиорита, сиенита, диорита и габбро. Позднепермские и раннетриасовые интрузивные комплексы (~250-220 млн. лет) состоящие из гранитов и гранодиорит порфиров, находящихся на пересечение разломов северозападного - северного и восточного тренда связаны с медно-молибденовой минерализацией.

Методология

Интерпретация региональных данных, основана на данных дистанционного зондирования (JERS-1), данные позволили развить понимание о структурно-геологоической обстановке. Последующая интерпретация в районе работ, и возможные перспективы территории построены на этих данных.

Исследование регионального строения показывает, определяющим является широтный тренд, выделяется зона Витимского структурного шва показанная на рис. 2. Зона сочленения Витимского структурного шва определяет северную границу области исследования.

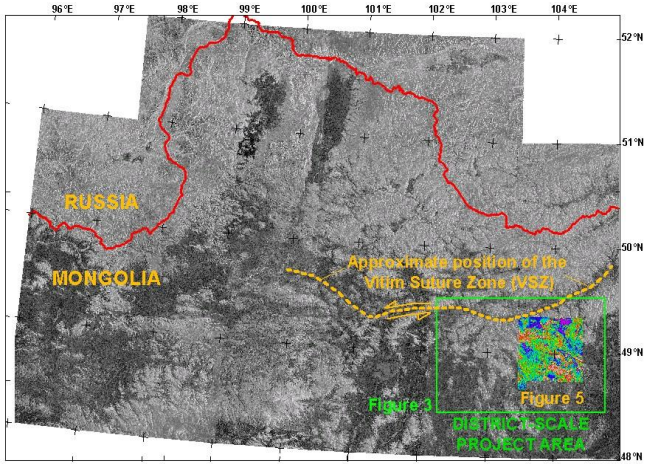


Рис. 2. Расположение работ (зеленый прямоугольник) и аэрогеофизические работы (цветная вставка) на снимке ДДЗ

Интерпретация региональных данных, в которые входят аэрогеофизические данные, использовалась для выделения главных структур и очерчивания приблизительных границ Селенгинского и Эрдэнэтского комплексов. Рисунок 3 представляет итог под региональными исследованиями, территория разделена на пять больших областей. Разделение на области основано на структурных признаках и литологических последовательностях, а также на геофизических данных.

Территория 1 определена как область к северу от Витимского структурного шва.

Магнитные данные по территории 2, содержат многочисленные поля свидетельствующие о внедрение интрузий, тогда как магнитные данные по территории 3 характеризуют преобладание триасово-юрского вулканического комплекса и осадочных толщ. Обе из этих территорий могут быть подразделены на области А и В, так как они показывают значительные различные структурные тенденции.

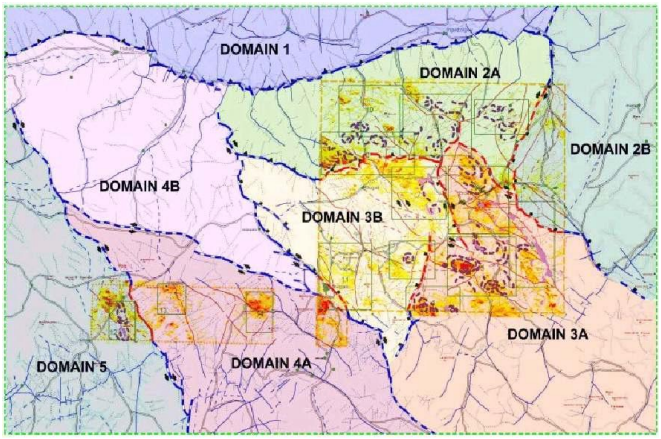


Рис. 3. Распределение структурных территорий в пределах региональных работ (аэрогеофизические работы, желтые прямоугольники). Области 2А и 2В интерпретируются как преобладающе интрузивные комплексы, наиболее близкие по составу к Эрдэнэтскому рудномукомплексу

Доминирующая структурная тенденция в области 2А определяется западным трендом, определяемая широтным простиранием интрузивных тел, тогда как в области 2В, тенденция внедрения магматических тел и магнитные аномалии характерны для кольцевых сруктур.

Доминирующая структурная тенденция в области 3А северо-западная, тогда как в области 3В тренд - северный. Однако, у линейных магнитных аномалий в области 3В есть существенное синусоидальное поведение, которое возможно указывает на сжатие север-юг. Регулярное распределение линейных магнитных аномалий в области 3, может свидетельствовать о наклонном слоистом строении вулканических или осадочных комплексах или о развитие крутых, вертикальных или изоклинальных складок.

По данным дистанционного зондирования возможно выделить территорию 4. По геофизическим данным, область 4А состоит из последовательности магматических толщ преобладающего северного тренда. На востоке структура, представлена покровными магматическими толщами, в то время как на западе они проявляются в виде ряда скрытых вулканических или осадочных комплексов.

К сожалению нет геофизических данных, чтобы точно ограничить структуры области 4В. Однако, ряд кольцевых структур позволил выделить область 4В. Эти структуры могут представлять ряд ранних интрузий, так как область 4В тяготеет к северо-западному тренду, или может представлять ряд поздних интрузий, если режим тектонического сдавливания был смягчен. Основное северо-западное отклонение зоны отделяет область 4 от других областей на востоке.

Область 5 состоит из магнитных аномалий северного тренда, доминирует кольцевой характер. Эта особенность является основанием для выделения этой области, северо-западного простирания, на севере область ограничена Витимским структурным швом.

Территория исследования структурно сложна, тем не менее существует возможность подвести итог по крайней мере последней фазы деформации. Область возможно аппроксимировать применением простого эллипсоида напряжения. Геометрия и направление сжатия, основана на геометрии и кинематике очевидных факторов, таких как Витимский структурный шов. Рисунок 4 показывает главные структурные движения, которые могли произойти в пределах территории лево-боковое сжатие и транспрессиональное выжимание. Основное направление сжатия напряженной эллиптической модели северо-восточное и юго-восточное. Основное простирание месторождения Эрдэнэтийн Овоо северо-западное и совпадает с теоретическими рассуждениями, хотя при детальной интерпретации перемены в ориентации структур зафиксированы в области исследования.

Многие из этих незначительных структурных трендов перпендикулярны главной северо-западной тенденции или к границам слабо деформированных интрузивных комплексов. Один из выводов, второстепенные структурные тренды – локальная взаимосвязь структурных факторов внутри модельного эллипсоида. Эта простая модель, применима для большинства наблюдаемых структурных тенденций. Определить, является ли эта простая модель правильной, было бы полезно уточнить абсолютный возраст

развития по крайней мере некоторых из главных структур.



Рис. 4. Возможная геометрия сил приведших к современному строению области исследования

Еще одна особенность состоит в том, что многие из этих структур долговечны в своем развитие и, возможно, фактически были активны до последнего времени, по крайней мере в районе месторождения Эрдэнэтийн Овоо, которое контролирует сложная система порфиров Селенгинского комплекса. Изменения датирования порфиров просто перестраивают интрузивные соотношения.

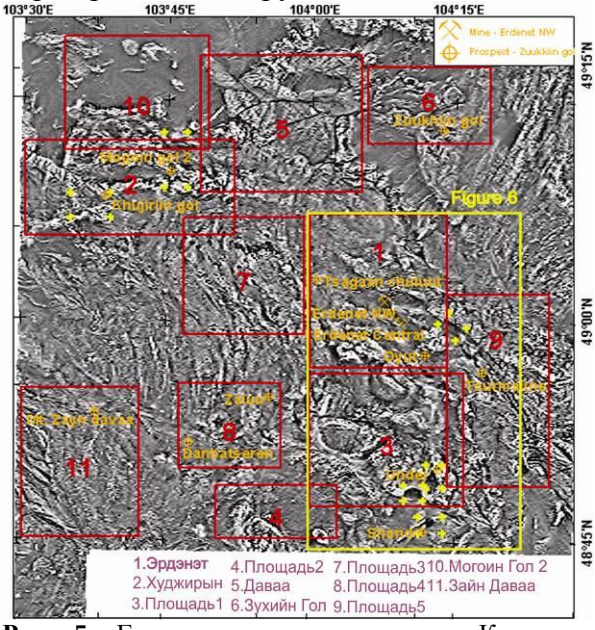


Рис. 5. Градиент магнитного поля. Контуры с расчитанным ресурсным потенциалом, основанный на геофизических полях.Фигура 6 включает области 1 и 3

Используя комбинацию геофизических полей порфировых систем и их очевидное структурное подчинение, позволило существенно развить структурные модели, что соответствует важнейшей цели исследования (рис. 5).

Северо-западный участок Эрдэнэтийн Овоо отражается яйцевидной (~1 х 2-км диаметр) геофизической аномалией с низким магнитным полем и плоским характером в отрицательной части. Самая распространенная интерпретация магнитного поля та, что на порфиры Селенгинского комплекса наложилось с гидротермальное изменение. Порфиры Эрдэнэтского комплекса имеют северо-северо-западное линейное простирание вдоль рудоконтролирующей структуры, имеющей северо-западное направление.

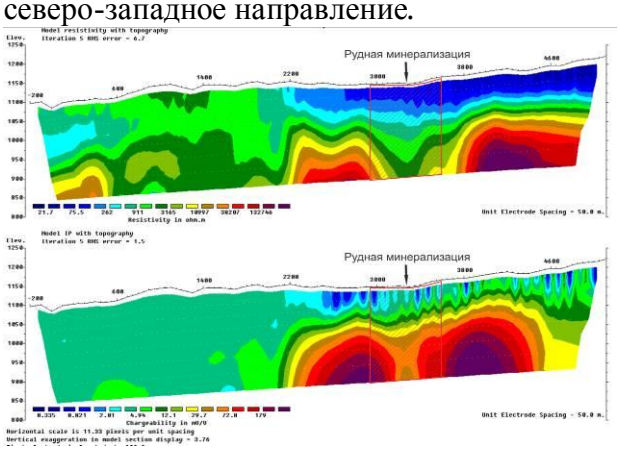


Рис. 6. Геоэлектрическийразрез по линии ip-line1

Новые поисковые площади на территории исследований представлены, например тремя (~1.5 х 1.5 км) геофизическими аномалиями, которые являются близкосвязанными структурами. Наземные электроразведочные работы обеспечили подтверждение обширного гидротермального изменения (рис.6,7).

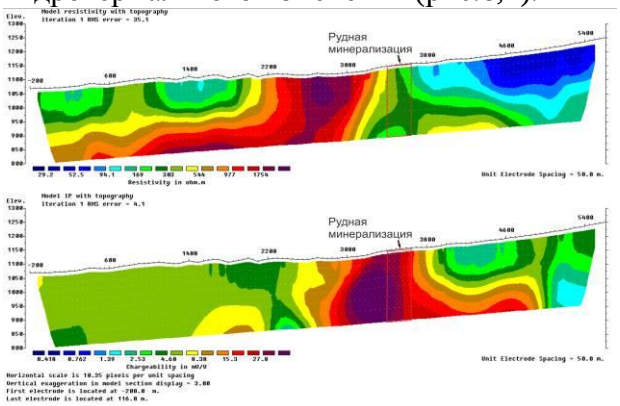


Рис. 7. Геоэлектрическийразрез по линии ip-line2

Эти и некоторые другие объекты также рассматриваются для дальнейшей работы.

Заключение.

Аэрогеофизические данные, в соединении с дополнительными наземными геофизическими и геологическими данными, позволили построить геофизические модели для известных областей минерализации и помогли выявлению новых объектов для поисковых работ (рис. 8).

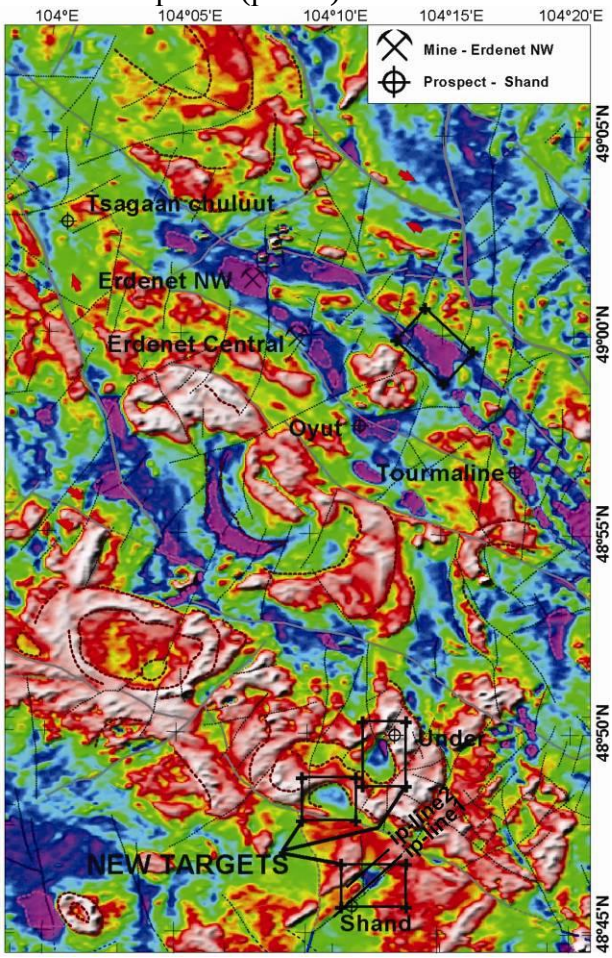


Рис. 8. Магнитное поле. Отрицательная магнитная аномалия Эрдэнэтийн Овоо и новые поисковые объекты

Структурная интерпретация основана на интеграции региональных и локальных данных, выявлен СВ-ЮЗ тренд деформаций, транспрессионный режим движения влиял на последние деформационные события (рис 4). Территорию исследования можно разделить на пять локальных областей. Наиболее перспективными являются области (2а и 3а, рис. 3) состоящие из кольцевых магматических тел, подчиненные северо-западному тренду и имеющие секущие разломы.

Области 2В и 3В возможно содержат скрытые перспективные тела на глубине, похороненные триас-юрскими вулканическими и осадочными толщами. Преимущественно западный тренд области 2А показывает, что направления этого тренда могут присутствовать на всей территории исследования и, возможно, содействовать развитию и сохранению порфировых месторождений. Хотя западная тенденция структур доминирует в регионе, кажется, северо-западная тенденция структур более продуктивная, в которой сосредоточен большой позднепорфировый Эрдэнэтский комплекс.

Признание нескольких этапов и зонирование изверженных комплексов помогает в выявлении различных элементов порфировой системы. Из магнитных полей над порфировой системой, трудно сказать окончательно какая область, относительно магнитно низкая или высокая является наиболее перспективной, так как магнитные поля могут варьироваться в зависимости от степени изменения порфиров.Подробные лито-магнитные исследование могли бы решить некоторые из очевидных сложностей в изверженных телах и помочь решить некоторые незначительные местные структурные вопросы. Это может в конечном итоге содействовать более точным выводам о перспективах минерально-сырьевого потенциала в рамках Эрдэнэтского рудного района.

Литература

1. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М., Недра, 1983, 256с.
2. *Franco Pirajno.* Hydrothermal Processes and Mineral Systems [2009], Springer Science+Bisiness Media B.V. ISBN: 978-1-4020-8612-0
3. *Badarch, G., Cunningham, W.D., and Windley, B.F.*, 2002, A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia: Journal of Asian Earth Sciences, 21, 87-110.
4. *Dejidmaa, G., and Naito, K.,* 1998, Previous studies on the Erdenetiin Ovoo porphyry copper-molybdenum deposit, Mongolia: Bulletin of the Geological Survey of Japan, 49,299-308.

5. Japan International Cooperation Agency and Metal Mining Agency Japan, 2001 (eds), Report on geological survey in the Central North area Mongolia: Final Report, Internal MMAJ document, 526 pp.
6. *Jargalsaihan, D., Kazmer, M., Baras, Z., and Sanjaadorj, D.,* 1996 (eds), Guide to the geology and mineral resources of Mongolia: Geological Exploration Consulting and Services (GCS) Co. Ltd., 329pp.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЫДАНСКОЙ ГУБЫ ПО МАТЕРИАЛАМ КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Иванов Г.И.[а], Гончаров А.В.[б], Гаврилов А.Е.[а], Горбенко Е.И.[б]

[а] *Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие по морским геологоразведочным работам "Севморгео", Санкт-Петербург, Россия*
[б] *ООО «Специальное бюро независимых экспертиз-2»*
(gennady@sevmorgeo.com)

Введение. Принципиальная возможность поиска и зонального прогноза залежей углеводородов (УВ) по результатам комплексной геохимической съемки придонного горизонта воды и донных осадков обусловлена субвертикальной миграцией углеводородных флюидов и возникающими при этом вторичными геохимическими аномалиями. Согласно существующих представлений, миграция углеводородных газов (УВГ) из залежи к поверхности приводит к образованию аномальных содержаний метана и его гомологов, которые могут являться "прямыми" признаками нефтегазоносности недр [1]. Эти аномалии сформированы, в первую очередь, высокими надфоновыми концентрациями УВГ, в т.ч., метана с повышенным содержанием тяжелого изотопа углерода, гомологов метана, в ряде случаев, повышенным содержанием масляной фракции в составе битумоидов, полями повышенной численности углеводородокисляющих микроорганизмов, нередко высоким содержанием сульфидов железа и меди и т.д. [3]. Периферийная часть аномалии характеризуется повышенными концентрациями двуокиси углерода и водорода. Различные сочетания гелия, метана являются характерными признаками проявления в газовых полях донных осадков флюидопроводящих зон разрывных нарушений [4].

Методика. В ФГУНПП «Севморгео» совместно с ООО «СБНЭ-2» разработана комплексная технология позволяющая, выполнять зональный прогноз нефтегазоносности участков акваторий и уточнять их структурно-тектоническое строение. Данная технология прошла апробацию на геотраверсах в Карском, Баренцевом и Охотском морях [2, 5].

В состав технологии входят следующие методы исследований: газогеохимический, битуминологический, ртутнометрический, гидрохимический, литолого-минералогический. Местоположение станций пробоотбора корректируется данными высокочастотной геоакустики. Разработанная технология отличается инновационными элементами, к которым можно отнести вакуумный дезинтегратор, для извлечения пробы газа, извлечение и определение индикаторной (ореольной) формы ртути и оригинальные методики статистической обработки и интерпретации разнородной геолого-геохимической информации для зонального и локального прогноза нефтегазоносности. Использование вакуумного дезинтегратора, обеспечивает более глубокое извлечение газовой фазы (по метану в 2-4, по гомологам метана в 7-19, по гелию в 2-3 раза), что существенно повышает достоверность результатов.. В ходе использования данной технологии решаются следующие задачи: фиксация прямых признаков нефтегазоносности, выявление зон нефтегазонакопления и крупных локальных объектов, перспективных в нефтегазопоисковом отношении, дифференцированная оценка перспектив структур второго порядка, Отличительной особенностью данной технологии является возможность работы в области предельного мелководья транзитной зоны с глубинами моря 0,0-10,0 м и объектах озерно-речной сети побережий.

Наиболее полно технология реализована в Гыданской и Юрацкой губах.

Основной целью региональных геохимических работ была оценка перспектив нефтегазоносности акваторий Гыданской и Юрацкой губ. В ходе выполнения работ решались следующие задачи: фиксация прямых признаков нефтегазоносности в донных отложениях, выявление зон нефтегазонакопления и крупных локальных объектов, перспективных в нефтегазопоисковом отношении; дифференцированная оценка перспектив нефтегазоносности структур второго порядка; уточнение элементов тектонического строения на основе выявления флюидопроводящих зон осадочного чехла и фундамента. В 2008 - 2009 годах было выполнено 400 станций комплексного опробования – придонная вода и донные осадки (Рис. 1).

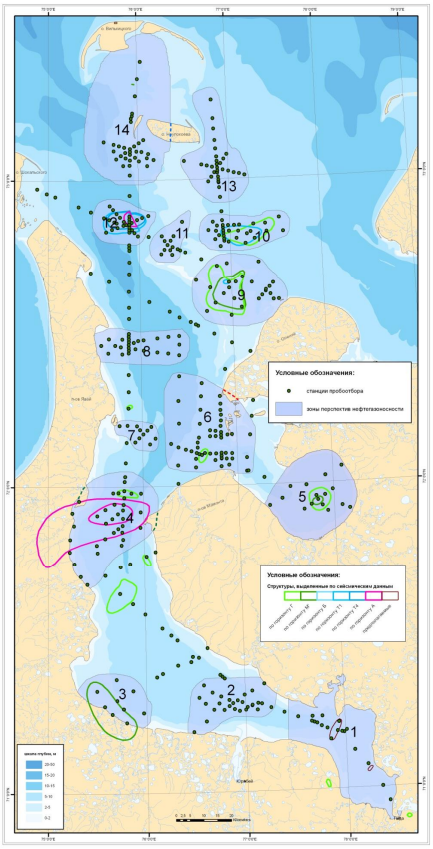


Рис. 1. Карта фактического материала комплексных геохимических работ выполненных в 2008-2009 года ФГУНПП «Севморгео» в Гыданской Губе. Цифрами обозначены номера выборок.

Отобранные образцы были проанализированы в стационарных лабораториях. В воде определялись биогенные элементы (SiO_2, PO_4, NO_2, NO_3), нефтяные углеводороды, фенолы, гелий и суммарная удельная активность Rn^{222} и Ra^{226}. по стандартным аттестованным методикам. Отобранные пробы донных осадков были проанализированы на содержание УВГ, газов воздушной группы (гелий, кислород, водород, азот, CO_2), индикаторной термоформы ртути, содержание органического углерода и групповой ароматический соединений, а также 19-ти фракционный гранулометрический анализ.

В дополнение к стандартными методикам анализа была использована оригинальная методика статистической обработки и интерпретации разнородной геолого-геохимической и геофизической информации, на основе разработанной системы критериев, в том числе интегральных для зонального и локального прогноза нефтегазоносности шельфа.

Данная технология экономичный и экологически безопасный вид морских исследований – элемент рационального комплекса морских ГРР для решения задач повышения коэффициента успешности нефтепоисковых работ и уточнения структурно-тектонического строения шельфовых зон.

Результаты.

По результатам исследований построен комплект моноэлементых карт (25 карт).

Результаты ИК-спектрометрии указывают, в целом, на сравнительно низкий уровень концентрации углеводородсодержащих соединений (УВС –аналитическая категория «нефтепродукты») в донных отложениях района работ, поэтому все выявленные аномалии, разбракованные с учетом результатов изотопных исследований, можно увязать с наложенной эпигенетической составляющей

Таким образом, пропан, бутаны, в значительно меньшей степени индикаторная термоформа ртути, зонально-метан и этан, подкрепленные результатами изотопных исследований, составили набор информативных прямых показателей, на

основе изучения распределения полей концентраций которых в донных осадках и выполнен прогноз нефтегазоносности акватории Гыданской и Юрацкой губы

Закономерности распределения информативных геохимических показателей позволяют отнести район работ к газоперспективным с возможностью открытия в его пределах газовых и газоконденсатных месторождений. Вместе с тем, в пределах Гыданско-Юрацкого района (зона номер 6) не исключается обнаружение и нефтяных залежей.

Основой районирования акватории Гыданской и Юрацкой губ по перспективам нефтегазоносности служит карта распределения величины интегрального геохимического показателя (ИГП) нефтегазоносности, построенная на основе учета пространственного распределения полей концентраций информативных геохимических показателей (главным образом УВГ, без учета индикаторной ртути). Карта приведена на рис. 2.

На основании выявленной специализации газового состава, выраженной величиной ИГП и установленных пространственных закономерностей распределения полей концентраций УВГ, гелия, а также данных изотопных исследований на участке работ полигонах выделены 4 перспективных района – Юрибейско-Ладертойский, Гыданско-Юрацкий, Оленинский и Приявайский (рис. 2).

Юрибейско-Ладертойский район геохимически обособляется в южной части полигона и характеризуется активной биохимической генерацией метана и, как следствие, специфическим химическим составом УВГ и легким изотопным составом углерода метана.

Гыданско-Юрацкий район с юга примыкает к Юрибейско-Ладертойскому району и геохимически выделяется наличием выходов термогенных УВГ, в том числе с высоким содержанием глубинного метана.

Еще два выделяемых района Оленинский и Приявайский занимают промежуточное положение по специализации химического состава УВГ. Приявайский район геохимически локализован в пределах рифтовой зоны, выделяемой по данным сейсмических работ.

Прогнозные оценки для выделенных зон и участков давались по величине среднего значения ИГП. Попутно решалась задача оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур.

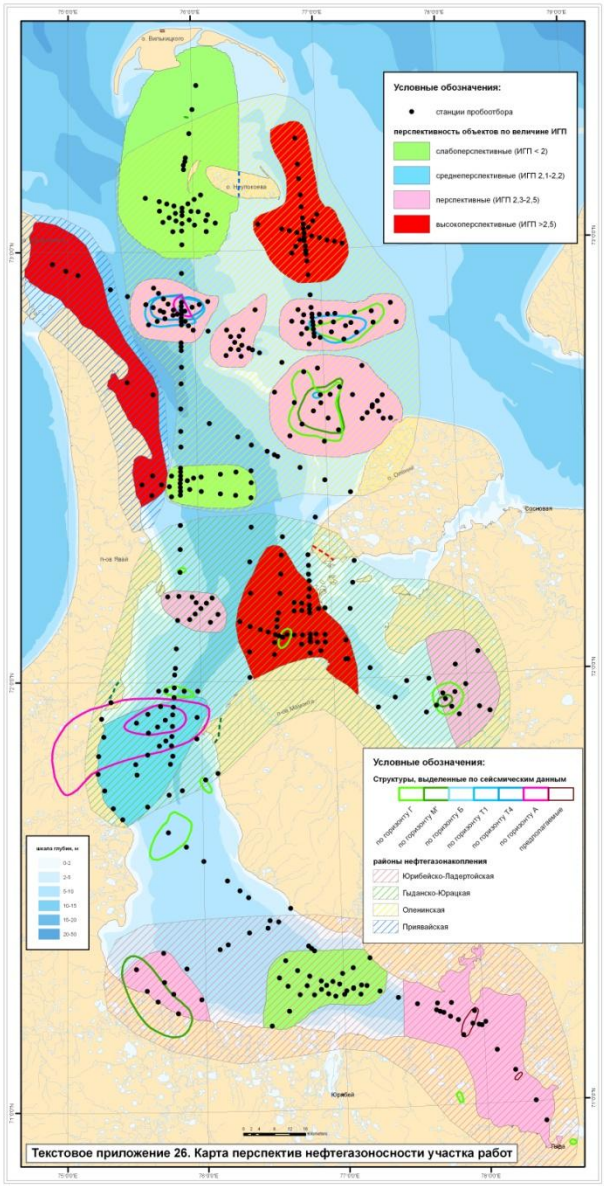


Рис. 2. Карта перспектив нефтегазоносности Гыданской губы по материалам геохимических работ

В пределах каждого района выделяются отдельные зоны, а в их пределах участки (а при фрагментарной степени изученности из-за неравномерности сети заложения станций опробования - отдельные участки)

часть из которых приурочена к локальным структурам, выделенным в результате геолого-геофизических работ. Прогнозные оценки для выделенных зон и участков давались по величине среднего значения ИГП. Попутно решалась задача оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур.

На основе статистической обработки массива геохимических данных предлагается разделить все зоны и участки на 4 категории: слабоперспективные - ИГП менее 2.0, среднеперспенктивные – 2.0- 2.2, перспективные - 2.3- 2.5 и высокперспективные более 2.5. Результаты ранжирования приведены в таблице 1.

Таблица 1. Средние значения ИГП по выборкам.

Номера участков	Средние значения **ИГП**	Перспективы нефтегазоносности
Юрибейско-Ладертойский район		
1	2,5	перспективный
2	1,8	слабоперспективный
3.1	2,5	перспективный
3.2	2.5	перспективный
Гыданско-Юрацкий район		
4	2,1	среднеперспективный
5	2,3	перспективный
6	2,6	высокоперспективный
7	2,3	перспективный
Оленинский район		
Южно-Оленинская зона		
8	1.9	слабоперспективная
Восточно-Оленинская зона		
9	2,4	перспективный
10	2,3	перспективный
13	2,6	высокоперспективный
Явайская зона		
12	2,8	перспективный?
11	2,5	перспективный
14	1,7	слабоперспективный
Приявайский район		
15	2.7	высокоперспективный

Помимо районирований полигона в целом по перспективам нефтегазоносности, по геохимическим данным выполнена оценка перспективности в нефтегазопоисковом отношении тектонических структур второго порядка, выделенных сейсмическими методами: Юрибейская – перспективная; Восточно - Явайская – слабоперспективная; Южно-Явайская-среднеперспективная; Юрацкая – перспективная; Оленинская – перспективная; Северо-Оленинская – перспективная; Северо-Явайская – перспективная.

Заключение. По результатам проведение комплекса региональных геохимических работ на акваториях Гыданской и Юрацкой губ было уточнено строение фундамента, закартированы основные элементы Колтогорско-Уренгойского рифта.

Анализ и интерпретация данных геохимических данных позволил выявить прямые признаки нефтегазоносности недр в донных отложениях, дать зональный прогноз нефтегазоносности, выявить районы и зоны нефтегазонакопления, оконтурить наиболее крупные объекты, благоприятные для поиска нефти и газа на акватории Гыданской и Юрацкой губ и прилегающей суши (рис.2).

Кроме того, была проведена дифференцированная оценка перспектив нефтегазоносности акваториальных структур второго порядка.

Все выше изложенное позволило наметить наиболее перспективные участки для постановки и проведения последующих ГРР на акватории и прилегающей суше, а также рассмотреть вопросы связанные с лицензированием недр (рис. 3).

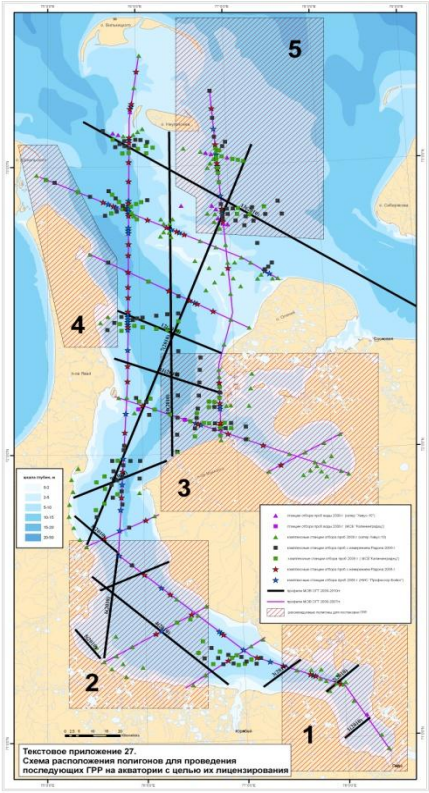


Рис. 3. Схема расположения полигонов для проведения последующих геолого-разведочных работ с целью лицензирования.

В качестве первоочередных обьектов для постановки среднемасштабных геохимических и дополнительных геофизических работ рекомендованы:

- Юрибейско-Ладертойский район, в целом, и особенно его южная часть, имеющая аномальные характеристики геохимических полей, примыкающая к Ладертойскому месторождению;
- Зона № 6 Гыданско-Юрацкого района, для решения вопроса наличия нефтяных залежей (рис. 1);
- Зоны № 12 и № 13 Оленинского района (рис. 1);
- Приявайский район, примыкающий к полуострову Явай.

Литература

1. Гончаров А.В. и др. Многоцелевые геохимические исследования для решения нефтегазопоисковых и экологических задач//Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз поиск и разведка и освоение месторождений. ВНИГРИ, СПБ, 1999, т. 1, с. 123-134
2. Гончаров А.В. Технология и результаты комплексной донной геохимической съемки на нефть и газ в зоне транзитного мелководья морей России//Сб. докладов первой научно-практической конференции «Транзитное мелководье –первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России» ВНИГРИ, СПб, Недра, 2004, с. 68-72.
3. Гончаров А.В., Горбенко Е.И. Многоцелевая донная геохимическая съемка в транзитных зонах и на обводненных побережьях морей России//сб. докладов международной научно-практической конференции. «Настоящее и будущее сырьевой базы морской нефтегазовой промышленности». СПб, ВНИГРИ, 2004, с.176-181.
4. Гончаров А.В., Максин А.Н. Методика, объекты и результаты морских геохимических исследований в транзитной зоне Тимано-Печорской НГП//Транзитное мелководье – первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России». ВНИГРИ, СПб.: Недра, 2004, с.192-197
5. Иванов Г.И., Гончаров А.В., Прасолов Э.М. и др. Региональные газогеохимические работы на арктических геотраверсах//Труды 9-й Международной конференции по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2009). СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009, т.2, с. 299-304.

ИЗУЧЕНИЕ МАКРОКИНЕТИКИ ПРОЦЕССА РАСТВОРЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТИ В ГЕКСАН-БЕНЗОЛЬНОЙ СМЕСИ В ШИРОКОМ ИНТЕРВАЛЕ ТЕМПЕРАТУР

Иванова И.К., Шиц Е.Ю.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия (iva-izabella@yandex.ru)

Введение

Наиболее эффективным методом для удаления асфальтосмолопарафиновых отложений (АСПО) во всех технологических точках их формирования является использование композиционных удалителей, которые обычно состоят из алифатических базовых растворителей и ароматических присадок [1]. Состав композита подбирается эмпирически в зависимости от асфальтенового, смешанного или парафинового типа АСПО. Сдерживает широкое использование различных растворителей недостаток информации об их взаимодействии с нефтяными дисперсными системами. Поэтому в данной работе предпринята попытка установить основные кинетические закономерности процесса растворения АСПО в алифатико-ароматическом растворителе в зависимости от температуры.

Экспериментальная часть

Объект исследования – АСПО (тип $П_3$) [2], образующийся на поверхности насосно-компрессорных труб при добыче нефтей на Иреляхском ГНМ, где пластовая температура залежи не превышает 10 - 16^{0}С. Так как активные растворители по отношению к парафинам – легкие алкановые углеводороды, смолы хорошо растворяются как в алканах, так и в ароматических углеводородах (УВ); а асфальтены растворимы только в ароматике, поэтому, в качестве модельного УВ растворителя была выбрана бинарная смесь, состоящая из *н*-гексана и бензола (ГБС) в соотношении 1:1.

Для описания кинетики процесса растворения использовалось уравнение Ерофеева – Колмогорова: $\alpha = 1 - e^{-kt^n}$ (1) [3], где α- степень растворения АСПО; k и n – константы, характеризующие кинетический режим реакции. Константы скорости реакции находили по формуле Саковича: $K = nk^{\frac{1}{n}}$ (2) [3]. Время, за которое растворится половина количества АСПО в ГБС, рассчитывали по формуле: $\tau_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{K}$ (3) [3]. По полученным экспериментальным данным были построены кинетические кривые в координатах lg[-lg(1-α)] – lgt. Параметр n, характеризующий лимитирующую стадию процесса рассчитывался как тангенс угла наклона линии тренда.

Статистический расчет параметров кинетических моделей, выраженных в линейном виде, осуществлялся методом наименьших квадратов с использованием t – распределения при доверительной вероятности 0,95 [4].

В таблице 1 приведены константы скоростей, значение $\tau_{\frac{1}{2}}$ процесса растворения АСПО в ГБС.

Таблица 1. Кинетические параметры процесса растворения АСПО в ГБС

Модель системы:		K, мин$^{-1}$	$\tau_{\frac{1}{2}}$, мин
Образец	t, ^{o}C		
АСПО + ГБС 1 : 1	10	3,10*10^{-2}	22,36
	25	6,10*10^{-2}	11,36
	40	1,53*10^{-1}	4,53
	60	3,47*10^{-1}	2,00

Установлено, что процесс растворения АСПО парафинистого типа в бинарном растворителе протекает как реакция первого порядка (n=1). Из таблицы видно, что константа скорости реакции растворения исследуемого АСПО в ГБС при повышении температуры возрастает, но незначительно, в пределах порядка реакции. Установлено, что рассчитанные константы скоростей выявили линейную зависимость в координатах 1/T от lgK (коэффициент корреляции 0,994) (рис. 1). Т.е., процесс

растворения АСПО в ГБС подчиняется уравнению Аррениуса.

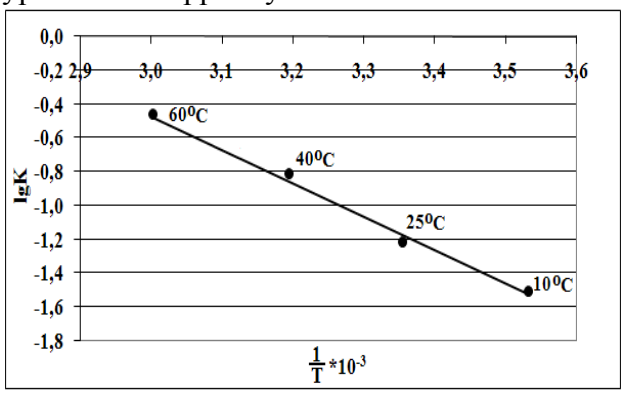


Рис. 1. Зависимость констант скорости растворения АСПО в ГБС от обратной температуры

Это дало возможность рассчитать значение эффективной энергии активации процесса растворения АСПО, которое составляет 39,44 кДж/моль, что свидетельствует о легком разрушении АСПО в исследуемом растворителе. Невысокое значение $\tau_{\frac{1}{2}}$ растворения АСПО в ГБС уже при 10°С также указывает на возможность эффективного применения ГБС для удаления АСПО при низких температурах.

Заключение

Таким образом, впервые на основе представлений о природе физико-химического взаимодействия, происходящего на границе раздела фаз АСПО – растворитель, последовательности и скоростях стадий, определены кинетические параметры растворения органических отложений парафинистого типа в алифатико-ароматическом растворителе при разных температурах.

Литература

1. *Каменщиков Ф.А.* Удаление асфальтосмолопарафиновых отложений растворителями. – М.-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ижевский институт компьютерных исследований, 2008. – 384 с.
2. *Иванова И.К., Шиц Е.Ю.* Изучение эффективности применения газового конденсата для удаления асфальтосмолопарафиновых отложений на Ирелях ском ГНМ РС(Я) // Нефтегазовое дело, 2009. – Т.7.-№1. - С.141-144.
3. *Розовский А.Я.* Кинетика топохимических реакций. – М.: Химия, 1974. – 220 с.
4. *Клингер В.Г.* Методическое руководство по обработке результатов измерений. – Калинин: Изд-во «Калининский политехнический институт», 1972. – 53 с.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙСОСТАВ КОНДЕНСАТОВЛЕНО-ТУНГУССКОЙ И ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХПРОВИНЦИЙ (НГП)

Иванова И.К.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия (iva-izabella@yandex.ru)

Введение

Основные месторождения нефти и газа в Республике Саха (Якутия) открыты в двух НГП: Лено-Вилюйской и Лено-Тунгусской, представляющие собой самостоятельные геологические структуры [1, 2]. Оба комплекса имеют значительный фонд перспективных геологических элементов в качестве ловушек для формирования углеводородных залежей. В связи с этим, важным является выяснение сходства или различий состава и условий формирования залежей углеводородов этих территорий. Эти сведения необходимы для дальнейшего наращивания объемов поисково-разведочных работ и прироста запасов нефти и газа.

Экспериментальная часть

В качестве объектов исследования выбраны конденсаты Лено-Тунгусской и Лено-Вилюйской НГП.

Возраст коллекторов, из которых были отобраны пробы, датируется рифеем-нижним кембрием для Лено-Тунгусской НГП и верхней пермью – нижним триасом – для Лено-Вилюйской НГП Венд - кембрийские конденсаты залегают в терригенно-карбонатных породах, пермо-триасовые конденсаты - в терригенных. Глубина залегания изученных конденсатов Лено-Тунгусской НГП варьирует от 1591 до 2564 м. Для конденсатов Лено-Вилюйской НГП этот параметр изменяется от 2455 м до 3228 м. Условия залегания характеризуются широкими интервалами температур (5-20^{0}С для конденсатов Лено-Тунгусской НГП и 18-73,5^{0}С для конденсатов Лено-Вилюйской НГП) и давлений (соответственно 9,8 – 17,6 МПа и 17,7 – 43,2 МПа). Причем, если для первой НГП характерны аномально низкие пластовые давления и температуры (дефицит пластовых давлений варьирует от 4,4 до 6,6 МПа), то для второй – аномально высокие пластовые давления, превышающие нормальное гидростатическое на 6 - 10 МПа.

Для исследования физико-химических свойств конденсатов использован комплекс стандартных методик, применяемых в лаборатории геохимии каустобиолитов ИПНГ СО РАН [3].

Таблица 1. Углеводородный состав фракций н.к.-200^{0}С конденсатов Лено-тунгусской и Лено-Вилюйской НГП

Месторождение, № скв.	УВ состав дистиллятной фракции н.к.-200^{0}С, % мас.		
	Арены	Нафтены	Алканы
Конденсаты Лено-Тунгусской НГП			
Иктехское, 653	5,66	18,41	75,93
Северо-Нелбинское, 62321	6,93	16,97	76,10
Кэдергинское, 432	4,66	16,51	78,84
Березовское, 3	1,36	18,77	79,87
Бысахтахское, 1871	1,29	19,87	78,85
Бысахтахское, 18703	2,98	8,26	88,66
Конденсаты Лено-Вилюйской НГП			
Средневилюйское, 51	17,90	39,06	43,04
Мастахское, 79	12,94	53,34	33,72
Мастахское, 71	15,70	30,12	54,18
Мастахское, 30	11,01	34,73	54,26
Мастахское, 30	23,68	45,59	30,73
Мастахское, 65	30,78	48,28	20,94
Мастахское, 65	23,34	39,69	36,97
Мастахское, 110	22,88	37,38	39,74
Мастахское, 105	16,90	37,21	45,89
Мастахское, 11	19,80	40,95	39,25

Конденсаты вендских отложений Лено-Тунгусской НГП характеризуются небольшой плотностью: от 691,7 кг/м^3 до 745,2 кг/м^3, что, по-видимому, объясняется низкими пластовыми температурами (на глубинах 1500 м температура - +6+10^{0}С, 2000м - +12+14^{0}С) и невысокими пластовыми давлениями. В таких условиях

в газовую фазу переходят только наиболее легкие углеводороды, а более тяжелые составляют жидкую фазу нефтяных оторочек. Содержание фракций до 200^0С в этих конденсатах колеблется от 76 до 100% мас. В составе конденсатов древнейших отложений преобладают метановые углеводороды - 75,93 - 88,66% мас., содержание ароматических структур - 1,29 - 6,93% мас. и нафтеновых - 8,26- 19,87% мас. (табл.1).

Конденсаты пермо-триасовых отложений имеют невысокую плотность - 728,2 -789,6 кг/м^3. Выход бензиновых фракций составляет 64 - 90% мас. В углеводородном составе бензиновых фракций пермо-триасовых конденсатов, в отличие от конденсатов венда, сравнительно высоко содержание ароматических (7,51 - 30,78% мас.) и нафтеновых (34,73 - 53,34% мас.) углеводородов. Содержание метановых структур колеблется от 20,94 до 54,26% мас (табл.1).

Заключение

Различия в углеводородном составе венд-кембрийских и пермо-триасовых конденсатов обусловлены не только первичными генетическими причинами, но и разной термобарической историей развития бассейнов.

Таким образом, конденсаты Лено-Тунгусской НГП имеют алкановое основание, тогда как подобные конденсаты Лено-Вилюйской НГП - ароматико-цикланового.

Литература

1. Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР // Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. - Новосибирск: Наука, 1986. - 243 с.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
3. *Рыбак В.М.* Анализ нефти и нефтепродуктов – М.: Гостоптехиздат, 1962. 596 с.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Иванов К.С.[а], Рыльков С.А.[б], Федоров Ю.Н.[в], Ерохин Ю.В.[а], Рыбалка А.В.[г]

[а]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия (ivanovks@igg.uran.ru)
[б]Уралнедра, Екатеринбург, Россия (ural@rosnedra.com)
[в]ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, Россия (FedorovYuN@tmn.lukoil.com)
[г]ОАО "Баженовская геофизическая экспедиция", Заречный, Россия (a_rybalka@mail.ru)

Существует ряд (более 30) постоянно уточняющихся схем районирования фундамента Западно-Сибирской плиты [4, 1, 7 и др.]. Общей чертой схем является продолжение в пределы Западной Сибири (в соответствии с простираниями окружающих платформу структур и генерализованным рисунком потенциальных полей, в первую очередь гравитационного) окружающих плиту складчатых поясов и их структурно-формационных зон. Фундаментом западной части Западно-Сибирской плиты являются зоны восточного сектора Урала, а фундаментом востока плиты служат комплексы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Также общей чертой схем является наличие восточнее уралид, крупного блока казахстанид (или алтаид), постепенно выклинивающегося к северу. Эти главные домены разделены крупными сутурами – Валериановской и Чарской. Ядром Сибирского домена является Сибирская платформа и окружающие ее складчатые области, где реконструируются три первичные фациальные мегазоны [8 и др.], характеризующие обстановки седиментации на Сибирском континенте и вблизи него, с постепенным углублением к западу. Считается, что эти мегазоны, вместе с Сибирской платформой связаны единым протерозойско-нижнерифейским основанием. Скважинами это древнее основание не вскрыто и только предполагалось при интерпретации сейсмопрофилей на глубинах ниже 4 км. Недавно нам удалось подтвердить наличие в этой части Западно-Сибирской плиты докембрийского кристаллического основания: на Тыньярской площади (восток ХМАО) в субвулканическом теле риолит-гранитов раннепермского возраста были обнаружены достаточно обильные цирконы с возрастом 2 млрд. лет (рис. 1), свидетельствующие, что раннепермская гранитная магма, вероятно, взаимодействовала с древним гранитно-метаморфическим фундаментом.

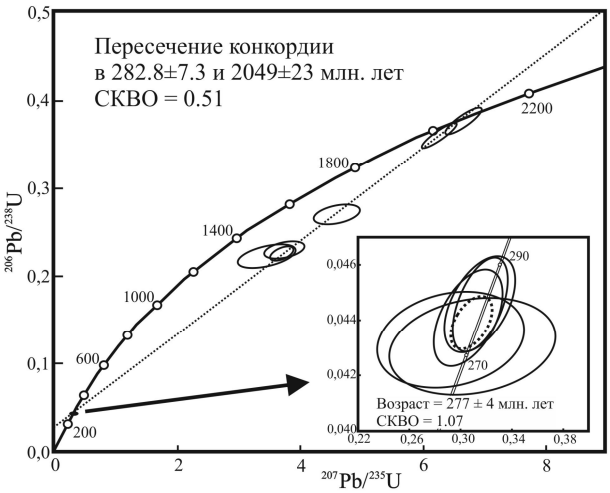


Рис. 1. U-Pb (SHRIMP-II) данные для цирконов из гранитоидов скважины Тыньярская 101 (гл. 2590 м).

В представлениях о развитии казахстанид (алтаид) спорных вопросов больше. Дискутируется как отнесение к ним отдельных районов, сложенных весьма разнообразными комплексами (среди которых в целом преобладают андезиты и их туфы, а также карбонатно-сланцевые комплексы девона-карбона и др.), так и вся история развития этого региона. Считается, что юг этой мегазоны представляет собой северное погружение Кокчетавского массива, а на севере располагается Красноленинский свод и оба этих докембрийских блока объединились, вероятно, в верхнем девоне. Но предположение о наличии докембрия в Красноленинском своде не доказано. Гранитоиды этого домена имеют позднеордовикско-раннесилурийский возраст (440-

445 млн. лет; SHRIMP-II, наши данные по Нялинской и другим площадям). Казахстаниды отделены от Приуральской части Валериановской сутурой, которая хорошо проявлена в магнитных и электромагнитных полях и прослеживается на глубину не менее 25 км [3 и др.]. Чарская сутура располагается между казахстанидами и Сибирским доменом. Для этих и большинства других крупных разломов обосновывается их сдвиговая природа (амплитуда сдвигов – сотни км), связанная по палеомагнитным данным с вращением Сибирского домена относительно Европейского почасовой стрелке [2 и др.].

Приуральская часть Западной Сибири сложена формациями палеостроводужного сектора Урала [6 и др.], причем в южной части это комплексы энсиматической островной дуги (Магнитогорская мегазона), а в северной – энсиалической островной дуги (Тагильская мегазона). Преимущественно этим, по всей видимости, и объясняются существенные металлогенические различия между северной и южной частями региона, проявившиеся и в ходе реализации федерального мегапроекта «Урал промышленный – Урал Полярный». На основании комплексных геолого-геофизических исследований (изучения керна глубоких скважинах, данных гравиметрии, магнитометрии и, отчасти, сейсморазведки) нами были составлены геолого-структурные карты (1:200000 и 1:500000) доюрского основания в Северо-Сосьвинском и Шаимском и др. нефтеносных районах. Тектоническое скучивание и складчатость завершились внедрением гранитных плутонов, которые в Приуральском домене имеют позднекаменноугольно-раннепермский возраст (275-300 млн. лет; Rb-Sr изохроны и SHRIMP-II, наши данные по Восточно-Окуневской (рис. 2) и другим площадям). Сотрудники Баженовской геофизической экспедиции, с привлечением других исследователей (Кашубин С.Н., Juhlin C. и др.), провели комплексные сейсмические исследования и построение модели строения земной коры и верхней мантии вдоль опорного профиля ESRU (длина 741 км), который пересек Средний Урал и закончен в пределах Западно-Сибирской плиты у пос. Куминский. Исследования [9 и др.] дали ряд новых данных, существенно уточняющих представления о строении литосферы Урала. Главные из них: 1. Земная кора Урала имеет бивергентное строение. Ось бивергентности верхней и средней коры приходится на Тагильский мегасинклинорий, ось бивергентности нижней коры смещена на 50-60 км к западу;

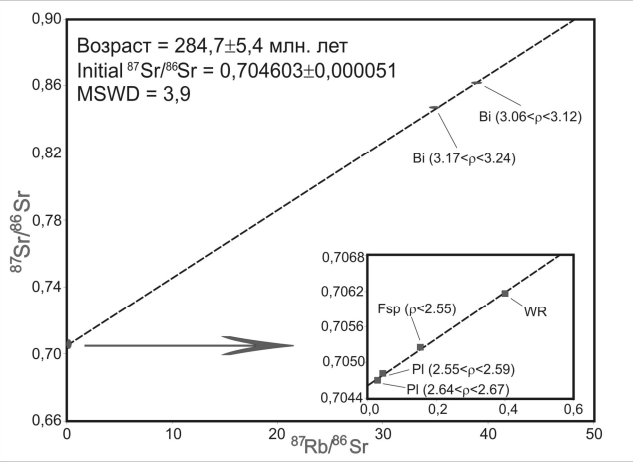


Рис. 2. Rb-Sr изохрона для монцодиоритов Восточ.-Окуневскойплощади (скв. 10484, гл. 1601 м).

2. Верхняя мантия лишена отражателей, кроме одной полого падающей на запад зоны, которая погружается в мантию под Центрально-Уральской мегазоной и прослеживается до глубины 80 км под Предуральского прогиба; 3. Доступные для изучения фрагменты гнейсово-амфиболитовых и гранулитовых комплексов Восточно-Уральской мегазоны имеют палеозойский возраст. Исследования [6 и др.] метаморфических комплексов Приуральского домена Западной Сибири также выявили, что возраст метаморфизма здесь позднепалеозойский (≈ 300 млн. лет), а среди протолита преобладают среднепалеозойские, преимущественно девонские комплексы. Сопоставление данных картирования фундамента Западной Сибири [6 и др.] и глубинного сейсмопрофилирования [9 и др.] показывает

очень высокую степень сходства независимо полученных результатов.

Исследования проводятся в рамках программы ОНЗ РАН №10 и при частичной поддержке РФФИ (грант 11-05-00098-а) и интеграционной программы УрО и СО РАН.

Литература

1. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.* Палеозой и триас Западной Сибири. // Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 120-143.
2. *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.* Роль сдвигов в позднепалозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей// Геология и геофизика, 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49-75.
3. *Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В. и др.* Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным // Доклады АН, 2008. Т. 423. № 5. С. 685-688.
4. *Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др.* Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
5. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
6. *Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В.* История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009. № 4. С. 484-501.
7. *Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С. и др.* Геодинамическая модель доюрского основания Западно-Сибирской провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 79-90.
8. *Конторович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др.* Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция: осадочные комплексы, тектоника, перспективы нефтегазоносности. // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна. Тюмень: СИБНАЦ, 2008. С. 110-117.
9. *Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н., Юхлин К.* Среднеуральский трансект ESRU. // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2006. С. 390-401.

ВОЛНОВОЙ КОНТРОЛЬ НАД ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ФИЗИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ГЛУБИННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Ильченко В.Л.

Учреждение РАН Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия (vadim@geoksc.apatity.ru)

Введение

Ни для кого не секрет, что на земной поверхности уже почти не осталось места, не исследованного геологами, а наиболее результативным, прямым и затратным способом поиска и разведки полезных ископаемых является бурение. Изыскания инженерно-геологического плана и поиск полезных ископаемых обычно включают в себя и геолого-структурные исследования. Зарождение и преобразование литосферных структур, как правило, сопровождается сейсмичностью. Современные методы структурной геологии достаточно хорошо работают в приповерхностной части земной коры. Исследование же глубинных структур затруднено даже с применением новейших геофизических методов. Таким образом, освоение недр и искусство прогнозирования динамических событий и геокатастроф нуждается в новых, более эффективных средствах. Источником решения проблем в разных областях наук о Земле могут послужить достижения в области волновой (квантовой) тектоники [1] и геодинамики, которая, к сожалению, занимается в основном ротационными движениями, следы которых отражены в геоструктурах и хорошо видны из космоса [1].

На самом деле область применения этой дисциплины значительно шире. Главное условие спектральной сейсморазведки [2] состоит в том, что любой геологический объект рассматривается как колебательная система. Нашими работами установлено, что любой литосферный блок является колебательной системой, обладает своим уникальным волновым полем [3], структура которого оказывает контролирующую роль на геодинамическую эволюцию блока. Кроме того, эти колебательные системы весьма консервативны, возникают в момент обособления геоблока, существуют вечно, и медленно эволюционируют по мере изменений пространственного положения его границ. Интенсивность и уникальность волнового контроля над геодинамическими процессами в каждом литосферном блоке весьма заметно проявляется в геометрии форм выветривания на его поверхности (чем выше показатели анизотропии упругих свойств пород, тем легче такие породы разрушаются). Это свойство предполагает существенное облегчение при выполнении диагностики «латеральной» компоненты волнового поля изучаемого геоблока, так как отсекается необходимость изучения пространственных вариаций анизотропии упругих свойств пород с поверхности.

Все эти выводы были сделаны в результате изучения физических свойств (главным образом – анизотропии упругих свойств) керна СГ-3 и пород-аналогов этого керна с поверхности Печенгской структуры и её обрамления, когда было установлено, что разрез Печенги обладает ритмичной расслоенностью, а пространственные вариации показателей анизотропии упругих свойств в каменном материале описывается зависимостью типа затухающего колебания [4]. Изменения в структуре находящегося под нагрузкой твёрдого тела (горной породы) и появление в нём ритмичной расслоенности возможно при условии нахождения этого тела в поле действия стоячих волн [5]. Порода разрушается по поверхностям, совпадающим с множеством узловых точек контролирующей этот процесс стоячей волны. Пространственные вариации показателей анизотропии упругих свойств пород отражают напряженно-деформированное состояния геоблока, а система зон трещиноватости показывает структуру поля стоячих волн, совокупность которых контролирует геодинамическую эволюцию литосферы.

Таким образом, обладая некоторым количеством знаний о пространственных вариациях анизотропии упругих свойств горных пород того или иного литосферного блока, мы, в принципе, можем делать довольно основательные прогнозы о его геодинамической истории, акцентируя внимание на разных направлениях наук о Земле. Пример: тектоно-стратиграфическая модель Печенгского блока [6].

О принципах моделирования

На основании изложенного во Введении можно сформулировать некоторые правила, которые могут оказаться полезными для решения различных задач, возникающих перед исследователем.

А именно:

1. Геодинамическая эволюция каждого литосферного блока осуществляется под вечным контролем его колебательной системы (волнового поля); она уникальна, консервативна и трёхмерна (фактор времени здесь, по-видимому, не имеет особого влияния).

2. Все физико-химические процессы в геоблоке (от тектонических до флюидо- и гидродинамики) происходят в общем русле его геодинамической эволюции, т.е. опять же под волновым контролем.

3. Волновая природа (ритмичность и периодичность) системы, контролирующей эволюцию геоблока, предполагает наличие достаточно жёсткой и стабильной во времени «программы» или «кода» этой самой эволюции.

4. Таким образом, в соответствии с п.3, продвигаясь вглубь Земли, можно ожидать повтора близповерхностных, уже известных нам геодинамических ситуаций (с возможными и неизбежными вариациями и поправками на просчитываемые глубины).

5. Основным фактическим материалом, необходимым для диагностики волнового поля геоблока, является информация о пространственных вариациях анизотропии упругих свойств горных пород, полученная как на керне довольно глубоких (м.б. до 3-5 км) скважин (отобранном с минимальными потерями) так и на отобранных с заданным интервалом по сети профилей, пройденных вкрест наиболее характерных местных систем с их геоморфологическими и структурными особенностями.

Заключение

Явление волнового контроля над процессами геодинамической эволюции литосферы в принципе уже доказано и предполагает реальную возможность его использования исследователями в самых разных областях наук о Земле для моделирования физических условий и процессов, происходящих в глубинных геологических структурах, так и на поверхности (по латерали). Принципы диагностики волновых характеристик того или иного геоблока, по-видимому, должны корректироваться в соответствии с особенностями местных условий, степенью обнажённости коренных пород, например.

Работа поддержана РФФИ, грант №10-05-00082а.

Литература

1. http://kcs.dvo.ru/ivs/publication/whirlwinds/vikulin.htm
2. http://www.newgeophys.spb.ru/ru/book2/
3. *Ильченко В.Л.* О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит).//Геоэкология Инженерная геология. Гидрогеология Геокриология 2010, №1, с.73-79.
4. *Il'chenko V.L.* On presence of Wave component in variations of anisotropy of elastic properties of core samples from the Kola superdeep borehole (SD-3). //Proceedings of the 5-th International Conference "PROBLEMS OF GEOCOSMOS", St.-Peterburg, 2004, p.221-225.
5. *Ильченко В.Л.* Результаты экспериментального исследования ультразвукового воздействия на упругие свойства осадочных горных пород под нагрузками. //Труды Нижегородской акустической научной сессии, ННГУ, 2002, с.346-348.
6. *l'chenko V. I.* Tectonostratigraphic model of the Pechengsky geoblock (experience of extrapolation of the Kola superdeep borehole data to the lower boundary of the crust). /Book of abstracts 8-th International Conference "PROBLEMS OF GEOCOSMOS". St.Petersburg. 2010. St.Petersburg State University. P. 169-170.

СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ АРКТИКО - АЗИАТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Имаева Л.П.[а], Имаев В.С.[а], Козьмин Б.М.[б]

[а] Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск, Россия
(imaev@crust.irk.ru)
[б] Институт геологии Алмаза и Благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

Введение

Комплексные геолого-геофизические и сейсмологические исследования выявили на территории северо-востока Азии протяженный – Арктико-Азиатский (ААСП) сейсмический пояс [3, 14], геодинамические процессы в котором являются индикаторами сейсмотектонических деформационных преобразований в зонах контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сегментов (Хараулахский, Черского, Охотоморский) с развитием в их пределах характерных структурных парагенезисов, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры [4, 5]. Обобщение материалов инструментальных наблюдений, принадлежащих филиалам Геофизической службы РАН и СО РАН, а также совместный анализ сводной карты сейсмичности северо-востока России [15, 16] и данных геолого-структурных [11] и морфотектонических [6] исследований позволили уточнить динамику сейсмогенерирующих структур отдельных сегментов ААСП.

Хараулахский сегмент. В тектоническом отношении сегмент расположен в северном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса в зоне контакта с восточным флангом Оленекского сектора по Лено-Анабарскому краевому шву, являющемуся структурной границей между Сибирской платформой и Лаптевоморским сегментом Арктической сейсмотектонической зоны [2, 11].Напряженное состояние земной коры Хараулахской сейсмоактивной зоны исследовалось на основе фокальных механизмов землетрясений [4, 5, 7, 15]. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различный азимут простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это свидетельствует о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буорхаинская и граничащая с ней Приморская сейсмоактивные зоны находятся в настоящее время под влиянием растягивающих усилий, действующих вкрест простирания структур, где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго - сбросов и надвигов. Сдвиго-сбросы отмечены при Булунских землетрясениях 1927-1928 гг. с M=6.6-6.8. Если анализировать напряженное состояние земной коры с севера на юг, то можно обнаружить другой переход напряжений растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие. Полученные сейсмологические данные согласуются с материалами геолого-структурных наблюдений (кинематика активных разломов, подтвержденная анализом тектонической трещиноватости, типы сейсмотектонических деформаций).

Таким образом, в Хараулахскомсегменте Верхоянской сейсмотектонической зоны существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединноокеанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединноокеанического хребта в Индийском

океане, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединноокеанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Яно-Индигирский сегмент. В тектоническом плане сегмент включает фронтальные зоны Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов (Полоусно-Дебинский,Омулёвский, Нагоджинский и др.) различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индигирка. По серии северо-западных разломов сдвиговой кинематики террейны разобщены на блоки, наиболее крупные из которых Чемалгинский, Тас-Хаяхтахский, Селенняхский и др. Деформационная структура сегмента характеризуется надвиговыми, взбросо-сдвиговыми и сдвиговыми перемещениями. Складчато-надвиговая динамика террейнов сформирована в процессе нескольких этапов деформаций. Рассчитанная по сбалансированным разрезам величина горизонтального укорочения за счет надвиговых перемещений составляет 35-40% [11]. В северо-восточной и юго-западной зонах сегмента значительную роль играют соответственно право-сдвиговые и лево-сдвиговые наложенные дислокации. Амплитуды горизонтальных перемещений по разломам оцениваются в первые десятки километров [2].

В становлении современного рельефа Яно-Индигирского сегмента основную роль играют разломы позднемезозойского времени заложения и активизированные в кайнозое. Анализ их кинематических особенностей, выполненный на основе геолого-структурных, морфотектонических и сейсмологических исследований показал, что на этой территории развиты дизъюнктивы различного генезиса, с преобладанием сдвиговых, взбросо-сдвиговых и надвиговых деформаций [4 ,5]. Для анализа динамики формирования сейсмогенерирующих структур сегмента наиболее показательна разломная система, трассируемая вдоль осевой части Момского хребта. Здесь выделяются Арга-Тасский и Илинь-Тасский разломы. В плане разнонаправленная система Илинь-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжена под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия в виде отдельных взбросов и надвигов, представленных широким спектром складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Индигиро-Зырянского прогиба и северо-западных впадинах Момо-Селенняхских депрессий. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно расположена зона растяжения, морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Мома, где расположен кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын и отмечаются многочисленные минерализированные термальные источники подземных вод [1, 4,5].

Совместный анализ особенностей активной тектоники и проявлений сейсмичности выявил определенную закономерность пространственного распределения очагов землетрясений и структурную организацию главных сейсмогенных зон. Так, сгущение эпицентров, группирующееся вдоль линии разлома Улахан, продолжается на левобережье р. Индигирки по трассе Чибагалахского разрывного нарушения, но затем вблизи 140°–141° восточной долготы круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом, полоса эпицентров землетрясений пересекает почти вкрест простирания систему Момо-Селенняхской впадины и вдоль западного склона кряжа Андрей-Тас следится к Полоусному хребту, тяготея к Селенняхскому разлому. Следует особо отметить повышенную активность этого участка территории, где только в течение 1962–2008 гг. произошло 11 сильных землетрясений с M = 5.0 – 6.2.

Таким образом, в пределах Яно-Индигирского сегмента в условиях

транспрессии (сжатие со сдвигом) имеет место определенная динамическая обстановка, инициированная взаимодействием фронтальных структур зон контактного сопряжения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Подобные условия возможны, если при сближении Северо-Американской и Евразийской литосферных плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн), находящийся во фронтальной части Северо-Американской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных (левых) и юго-восточных (правых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях сейсмогенерирующие зоны взбросов и надвигов, обладающих максимальным сейсмическим потенциалом. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики расходящихся в разные стороны от индентора, было детально изучено при рассмотрении структур, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [9, 10, 13, 17].

На участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгруживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. Подобная динамическая ситуация наблюдается в северной и южной части Яно-Индигирского сегмента зоны Черского. Недостаток пространства в районе среднего течения р. Индигирка подчеркивается сужением разрывных структур, а к северу и югу от шейки, разломы расходятся с заметным расширением деформируемой области. Отдельные пластины выдвинуты на север и северо-запад в направлении хребта Полусный и кряжа Кулар. Их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хребта Полоусного подчеркивается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и выявляет тенденцию выдавливания материала. Не исключено, что утонение земной коры, установленное под всей системой хребтов Черского [12, 15, 16], западнее местоположения системы Момо-Селенняхских впадин, своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Индигиро-Колымский (Охотский) сегмент. Пространственное распределение сейсмичности позволяет выделить в пределах сегмента зоны повышенной сейсмотектонической активности, где основную роль играют активные разломы и проявления сейсмичности. Инструментальные сейсмологические данные и структурно-тектонические исследования позволяют выделить здесь три активные зоны, где сейсмичность сгруппирована в протяженные диффузные полосы, приуроченные к зонам динамического влияния разломов, ограничивающих Охотский блок с запада, северо-востока и юга.В первой из них – землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбейской системы сдвигов субдолготной ориентации. Фокальные механизмы землетрясений, возникших здесь в 1977, 1984 и 1986 гг., имели восток-северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правосдвиговые смещения в их очагах.

Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигиро-Колымской системе разломов северо-западного простирания. Большинство крупных сейсмических событий в 1974-1992 гг. произошло в зонах влияния разломов: Улахан и Чай-Юреинский, при этом кинематика движений в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовала левым сдвигам, а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [4, 8].

Третья – относится к зоне влияния близширотного Челомджа-Ямского левого сдвига со взбросовой компонентой. Механизм землетрясения 2001 г., эпицентр которого отмечен в плоскости сместителя

рассматриваемого разрыва, также соответствовал левобоковым перемещениям в его очаге. Восточный фланг этого разлома сечет Ланково-Омолонский правый сдвиг северо-восточного простирания, следящийся, как и Челомджа-Ямский дизъюнктив, параллельно береговой линии Охотского моря. С юга к ним примыкает субширотная Северо-Охотоморская система разломов, развитая в прибрежной части Охотского моря между полуостровами Лисянского и Пьягина. Названные системы разрывных нарушений отчетливо выделяются в геофизических полях.

Наиболее мобильна северо-восточная граница этого блока, находящаяся в зоне контакта между Северо-Американской и Охотоморской плитами и принадлежащая юго-восточному флангу сейсмотектонической зоны Черского. Меньший уровень сейсмичности отмечен на западной границе блока в Кетандино-Ульбейской зоне. Повышенная плотность землетрясений фиксируется также на южной границе, где скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль побережья Охотского моря от г. Охотска до пос. Палана на западном берегу Камчатки и в прибрежной к нему северной части ложа Охотского моря, совпадая по простиранию с древней сейсмофокальной зоной. Все сейсмические события Охотского блока возникают на глубине до 30 км в пределах земной коры [4, 8].

Совместный анализ параметров фокальных механизмов сильных землетрясений и морфо-кинематических характеристик активных разломов, развитых в пределах Индигиро-Колымского сегмента, указывает на широкое развитие здесь горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем. При этом вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северо-восточной границе блока. Среди них наиболее активным является разлом Улахан. Южная часть блока, охватывающая акваторию Охотского моря, представляет жесткое ядро Охотоморской плиты, которое фактически асейсмично. Однако, краевые части этого блока являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмическое окно» между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения.

Заключение

Структурная организация главных сейсмогенерирующих зон ААСП и динамика очагов сильных землетрясений являются индикаторами типов сейсмотектонической деструкции земной коры зон контактного взаимодействия главных литосферных плит (Северо-Американской, Тихоокеанской и Евразийской). Современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке сжатия, возникшей при сближении крупных литосферных плит: Тихоокеанской (скорость 8-10 см/год), Северо-Американской (~1 см/год) и Евразийской (~0,2 см/год) [4, 5]. Под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку [15, 16], способствуя конвергенции Северо-Американской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в северо-западном сегменте зоны Черского и заливе Шелехова Охотского моря, а также правосторонних перемещений в бассейнах рек Кетанда, Ульбея и Охота в Северном Приохотье и на о.Сахалин. Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурно-динамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП могут являться базовой основой анализа геодинамических режимов отдельных сегментов сейсмических поясов северо-востока Азии.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Гранты N 10-05-00573а и N 09-05-00727а).

Литература

1 *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии //Физика Земли. 1996. № 12. С.5–36.

2. *Гусев Г.*С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид М.Наука,1979. 207 с.
3 *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
4 *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии.- М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
5 *Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К.Г. и др.* Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии // Геофизические исследования. 2009, Т. 10, № 1. – С. 5 – 17.
6. *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология, 2009. № 5-С. 56 – 62.
7. *Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
8. *Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П.* Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. С. 33 – 67.
9. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.Научный мир,1997. 313 с.
10. *Леонов М. Г., Колодяжный С. Ю., Зыков Д. С.* Внутреплитные структурно-кинематические парагенезы – индикаторы латеральных потоков в литосфере подвижных поясов и платформ.// Геодинамическая эволюция литосферы центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т.1. Иркутск, 2009. С. 170 –173.
11. *Парфенов Л.М. и др.* Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК "Наука", 2001. С. 199 – 254.
12. *Суворов В.Д., Корнилова З.А.* Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 32–35.
13. *Трифонов В.Г. и др.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса // Труды ГИН РАН. Вып. 541. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
14. *Chapman M.B., Solomon S.C.* North American-Eurasian plate boundary in Northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. V. 81, N 5. P. 921–930.
15. *Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al.* Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser., 4, P. 117 – 145.
16. *Mackey K., Fujita K., Hartse H.E. et al.* Seismicity of Eastern Russia 1960-2007: map, 2007. LAUR-04-1381.
17. *Moores E.M. and Twiss R.J.* Tectonics/ W.H.Freeman and Company. New York, 1995. 415 p.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙИ КИСЛОРОДНЫЙ РЕЖИМ Р. ТОМЬ: НЕЛИНЕЙНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Исаев В. А., Захаров В. С.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(vitalyisaev2@gmail.com)

Введение

В системе наук о Земле особое место занимает гидрология суши. Водные объекты суши являются своеобразными продуктами взаимодействия климата и рельефа земной поверхности и выступают основными агентами эрозии и геостока: стока воды, наносов, растворенных веществ, биостока. Изучение характеристик гидрологических процессов важно для понимания природы взаимодействий гидросферы, литосферы и атмосферы.

В гидрологии традиционно широко используется аппарат теории вероятностей, математической статистики и теории случайных процессов, что, в первую очередь, обусловлено необходимостью строгих обоснований режима использования водных объектов. В последние десятилетия гидрология стала полем для приложения методов нелинейной динамики [1, 2, 6].

В настоящей работе описывается опыт применения спектрального анализа, анализа нормированного размаха (R/S-анализ Хёрста), фрактального анализа и процедуры восстановления псевдоаттрактора динамической системы к процессам многолетних колебаний среднесуточных величин температуры и содержания растворенного кислорода в воде р. Томь ниже г. Кемерово.

Материалы

В основу настоящего исследования материалы многолетних (1988 – 2007 гг., более 7000 измерений) ежесуточных наблюдений Росгидромета за качеством воды р. Томь в 20,5 км ниже г. Кемерово (рис.1).

Одними из наиболее важных параметров состояния водных экосистем являются величины температуры воды и содержания растворённого кислорода. Вода наилучшего качества отличается низкими температурами и обогащена кислородом. Дефицит растворенного кислорода и высокие температуры воды могут свидетельствовать о загрязнении водного объекта и прохождении процессов, губительных для его обитателей.

Природа колебаний температуры и содержания кислорода в реках различна. Тепловой баланс рек формируется исключительно физическими процессами: поступлением коротковолновой солнечной радиации, длинноволновым излучением атмосферы и водной поверхности, затратами тепла на испарение и ледообразование, поступление тепла за счёт таяния льда, теплообменом со дном, диссипацией кинетической энергии.

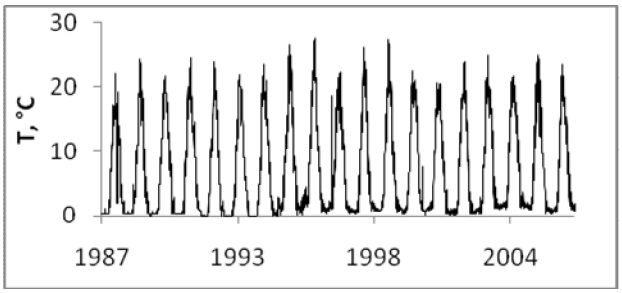


Рис. 1. Колебания среднесуточной температуры воды в р. Томь – г. Кемерово в 1988 – 2007 гг.

В формировании кислородного режима рек участвуют, помимо физических, биологические и химические процессы: фотосинтез продуцентов и дыхание консументов, интенсивность которых зависит от величины притока солнечной радиации, содержания биогенных элементов, легкоокисляемой органики, токсических веществ. Временной ряд колебаний содержания кислорода в р.Томь представлен на рис.2. Интенсивность газообмена водных масс с атмосферой определяется степенью бурности потока. Растворимость кислорода в воде зависит от

температуры воды (в природном диапазоне температур изменяется примерно в два раза), и поэтому содержание кислорода выражают в % насыщения, нормируя его концентрацию (в мг/л) по растворимости при данной температуре. Считается, что подобное выражение позволяет лучше описывать влияние биологических процессов на формирование кислородного режима реки. Нормированный временной ряд содержания кислорода представлен на рис.3.

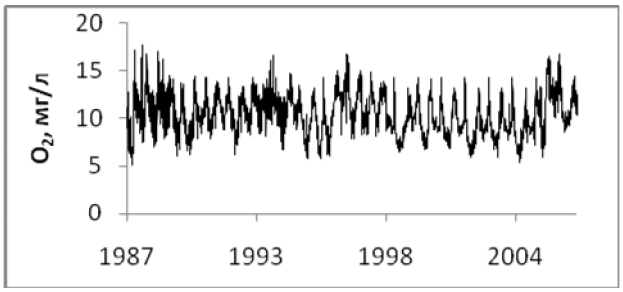


Рис. 2. Колебания содержания кислорода (мг/л) в р. Томь – г. Кемерово в 1988 – 2007 гг.

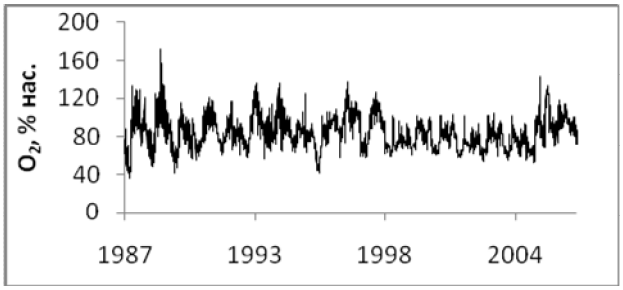


Рис. 3. Колебания содержания кислорода (% насыщения) в р. Томь – г. Кемерово в 1988 – 2007 гг.

Методика анализа

Цель использования спектрального анализа и R/S-анализа Хёрста заключается в определении скейлинговых (масштабных) свойств исследуемых процессов. Явление скейлинга заключается в схожести (в идеале – в идентичности) статистических характеристик процессов на различных временных (или пространственных) масштабах их рассмотрения. Основной интерес представляют изменения глубины «памяти» процесса о своих предыдущих состояниях и персистентности – направленности и устойчивости развития процесса.

Спектральный анализ временных рядов помогает выделить гармоники с пиковыми значениями мощности колебаний, по которым можно идентифицировать факторы с периодическим или квазипериодическим действием, которые оказывают наиболее сильное влияние на эволюцию динамической системы, формирующей режим изменений исследуемых показателей.

Если спектр мощности колебаний целиком или на определённом отрезке подчиняется степенной зависимости $S(f) = af^{-\beta} = aT^{\beta}$, где f – частота колебаний, T – период, a – константа, считается, что на этом участке временной ряд обладает статистическим самоподобием – самоаффинностью (при изменении масштаба частоты в r раз, что эквивалентно изменению масштаба времени в $1/r$ раз, масштаб размаха колебаний изменяется в $r^{-\frac{\beta}{2}}$ раз).

Показатель β характеризует глубину «памяти» процесса и является в определённом смысле синонимом характеристик его автокорреляционной функции, но, в отличие от неё, может применяться к нестационарным процессам, примеры которых и исследуются в настоящей работе. При $\beta = 0$ временной ряд является реализацией гауссова белого шума (мощность колебаний равномерно распределена по всему спектру, процесс не имеет «памяти»), $\beta = 1$ – «розовым» шумом или фликкер-шумом (спектральная плотность обратно пропорциональна частоте колебаний; указывает на наличие у процесса ограниченной «памяти»), $\beta = 2$ – коричневым шумом или обыкновенным броуновским движение (процесс с независимыми приращениями, один раз проинтегрированный белый шум, в терминологии случайных процессов – марковский процесс 1-го порядка), $\beta > 2$ – чёрный шум (два и более раз проинтегрированный белый шум). Отклонения спектра мощности колебаний от степенной зависимости означает потерю процесса свойства самоаффинности на определённом масштабе времени. [4].

Показатель Хёрста H [7] описывает изменения нормированного по дисперсии

$S = D[X(t_p) - X(t_q)]$ размаха R временной зависимости на разных интервалах $\tau = t_p - t_q$. Справедливым является следующее эмпирическое соотношение:

$$\frac{R}{S} = \left(\frac{\tau}{2}\right)^H .$$

Показатель H характеризует устойчивость приращений между соседними значениями процесса. Временные зависимости с $0{,}5 < H < 1$ являются персистентными (трендоустойчивыми; за положительными приращениями следуют скорее положительные, за отрицательными – отрицательные), а $0 < H < 0{,}5$ – антиперсистентными (трендонеустойчивыми; приращения разных знаков чередуются) [5]. Процессы, для которых $H \to 1$ и $H \to 0$, характеризуются высшей степенью детерминизма развития; $H \to 0{,}5$ у идеальных случайных сигналов. Необходимо отметить, что очень часто H не является константой и зависит от диапазона τ.

Под фрактальным анализом процессов в настоящем исследовании подразумевается оценка скейлингового параметра h, несколько иначе, чем показатель Хёрста, описывающего свойства их приращений. Случайный процесс $X(t)$ является фрактальным броуновским движением, если его приращения $\Delta X = X(t_2) - X(t_1), t_2 > t_1$, подчиняются нормальному распределению с нулевым математическим ожиданием и дисперсией $\sigma^2(t_2 - t_1)^{2h}$, где σ - положительная константа. Приращения фрактального броуновского движения обладают свойством статистического самоподобия:

$$\left(X(t + \Delta t) - X(t)\right) \triangleq \frac{1}{r^h}\left(X(t + r\Delta t) - X(t)\right),$$

где $r > 0$ – параметр, изменяющий масштаб времени. Математическое ожидание модуля конкретного приращения между двумя любыми значениями процесса в моменты времени t_1 и t_2 равно $\sqrt{2/\pi}\,\sigma^2(t_2 - t_1)^{2h}$. Скейлинговый параметр h может принимать значения от 0 до 1. Качественно h можно связать со степенью изрезанности графика реализации процесса. Так же, как и в случае с показателем Хёрста H, значения параметра $h > 0{,}5$ означают, что соседние приращения процесса, скорее всего, имеют одинаковые знаки, а при $h < 0{,}5$ – разные знаки. Однако $H = 0{,}5$ у белого шума, а $h = 0{,}5$ – у броуновского движения [3].

Восстановление псевдоаттрактора динамической системы. Согласно теореме Такенса, получение удовлетворительной геометрической картины аттрактора динамической системы возможно при использовании m-мерных векторов, получаемых из элементов исходного временного ряда $x(t)$ [4]:

$$z(t) = \{x(t), x(t + \tau), \ldots, x(t + m\tau)\}$$

где τ – временная задержка (обычно фиксирована и соответствует первому нулю автокорреляционной функции), а m лимитируется длиной временного ряда. Для полученных векторов $z(t)$ при разных m и ε рассчитываются корреляционные интегралы:

$$C(e) = \frac{1}{N^2}\sum P^2(e)$$

где $\sum P^2(e)$ - вероятность того, что две произвольные точки на траектории динамической системы в m-мерном псевдофазовом пространстве попадут внутрь ячейки с размером ε. Затем проводится линейная аппроксимация зависимости

$$\log C(e) \cong -D_c \log(e) + c$$

по её «наиболее линейному участку» [6]. Величина D_c называется корреляционной фрактальной размерностью аттрактора динамической системы и зависит от m. Если в процессе добавления компонент в вектор $z(t)$, начиная с некоторых m, D_c не изменяется и фиксируется, то значение m, начиная с которого D_c не меняется, дает оценку пространства вложения, и равно количеству ОДУ первого порядка, необходимых для описания динамики системы.

Результаты анализа

Спектры мощности колебаний среднесуточных величин температуры и содержания кислорода имеют сложный вид

и в первом приближении повторяют друг друга (рис.4). На каждом из них можно выделить три временных масштаба с различными характеристиками скейлинга.

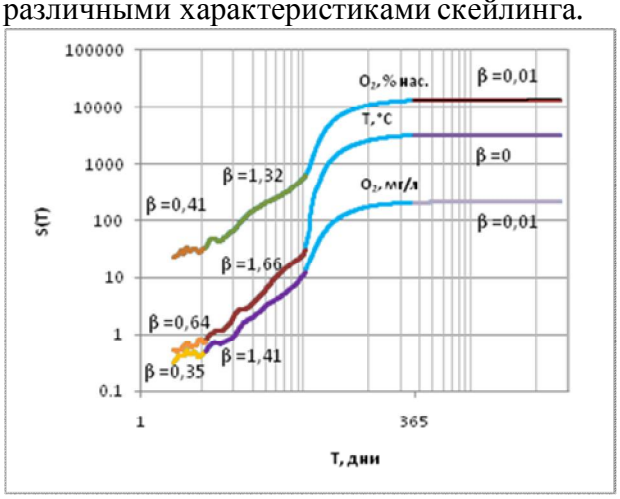


Рис. 4. Спектры мощности колебаний содержания растворённого кислорода и температуры воды.

На коротких промежутках времени (T от 2 до 3 дней) процессы характеризуются достаточно большой степенью случайности (β = 0,35-0,64) и в классификации занимают промежуточное место между идеальным стохастическим процессом и фликкер-шумом. При рассмотрении процессов на больших масштабах времени (T от 3 дней до 1 месяца) их «память» о своих предыдущих состояниях увеличивается (β = 1,32-1,66), они имеют промежуточный характер между фликкер-шумом и броуновским движением.

У колебаний среднесуточных величин температур и содержания кислорода фликкер-шумы присутствуют на временных интервалах длительностью менее месяца. На этих масштабах времени к исследуемым процессам неприменимы представления о периодической повторяемости событий, невозможны долгосрочные прогнозы, существует возможность гигантских флуктуаций.

На временных масштабах длительностью более года колебания температуры воды и содержания растворённого кислорода полностью теряют «память» (β=0,01) и становятся некоррелированными случайными процессами; мощность колебаний с периодами T от 1 до 20 лет, формирующие процессы, одинакова. Возможность прогнозирования процессов на такие временные интервалы исключена.

Во всех трёх спектрах присутствует ещё один участок (T от 35 дней до 1 года), где зависимость спектральной мощности от частоты колебаний имеет вид, отличный от степенного. Это искажение объясняется присутствием в колебаниях значительной годовой периодичности: периодические сезонные колебания описывают 92% дисперсии ряда температур воды и 31% дисперсии рядов содержания кислорода.

При T > 8 – 9 месяцев β < 0,1: процессы полностью теряют память о своих значениях в предыдущие моменты времени.

Оценка показателя Хёрста для исследуемых процессов в целом согласуется с результатами спектрального анализа (рис 5-7). Колебания величин содержания кислорода и температур воды отличаются высокой степенью детерминизма и характеризуются как персистентные (H=0,96-1,02) при их рассмотрении на интервалах времени от 2 сут. до 7,5 мес.

На более продолжительных интервалах времени (T от 7,5 мес. до 20 лет) свойства «памяти» процесса изменяются: степень детерминизма снижается у колебаний всех исследуемых показателей качества воды; при этом колебания содержания кислорода остаются персистентными (H=0,76-0,78), колебания температуры становятся антиперсистентные (H=0,22). Принимая во внимание данные оценки, можно считать, что на участке р. Томь ниже г. Кемерово в 1988 – 2007 г. было характерно чередование серий лет с повышенным и пониженным содержанием кислорода. Для температурного режима реки подобных явлений не наблюдалось, величины температуры в многолетнем масштабе времени флуктуировали около некоторого устойчивого значения.

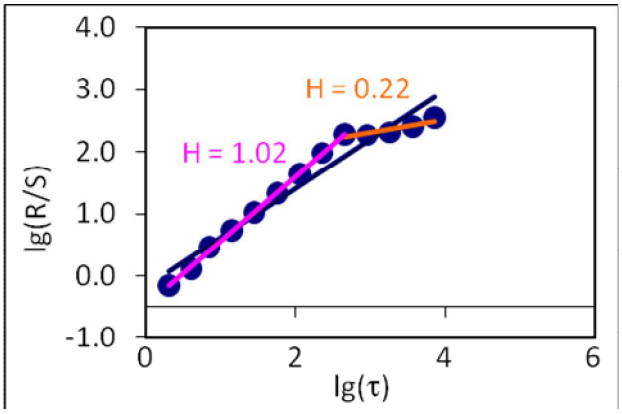


Рис. 5. Результаты анализа Хёрста для ряда температуры воды.

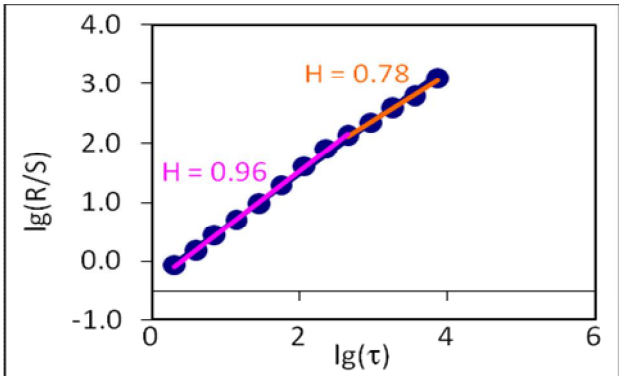


Рис. 6. Результаты анализа Хёрста для ряда содержания кислорода (мг/л).

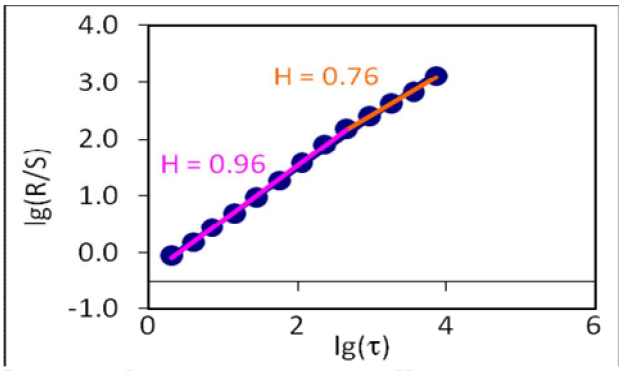


Рис. 7. Результаты анализа Хёрста для ряда содержания кислорода (% нас.).

Восстановление псевдоаттрактора динамической системы по временному ряду. Корреляционная размерность псевдоаттрактора ряда среднесуточных температур равна 2,45, содержания кислорода (в мг/л) – 4,17, содержания кислорода (в % нас.) – 3,54. Размерности пространства вложения псевдоаттракторов равны соответственно 3, 6 и 6 (рис.7). Периодические сезонные колебания описывают 92% дисперсии ряда температур воды и 31% дисперсии рядов содержания кислорода. Автокорреляционная функция ряда температуры воды выглядит как незатухающая синусоида, рядов содержания кислорода – как комбинация взаимно наложенных затухающих синусоид. Как правило, постепенное убывание автокорреляционной функции указывает на наличие детерминировано-хаотической составляющей.

Эти оценки с высокой долей вероятности позволяют классифицировать кислородный режим рек как детерминированный хаос – сложный процесс непериодических колебаний, обладающий, в отличие от истинного хаоса, определённой степенью детерминизма, памяти.

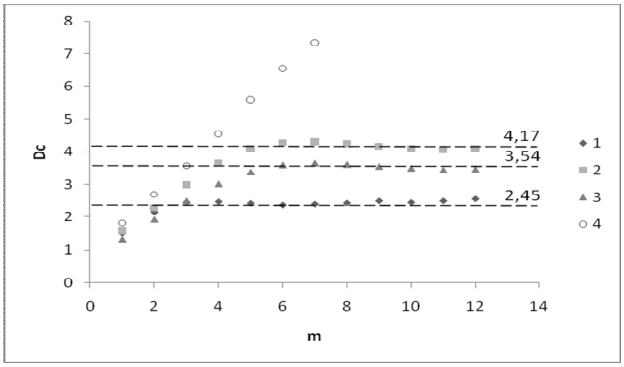


Рис. 7. Оценка корреляционной размерности псевдоаттракторов динамических систем (1 – T, , 2 – содержание O, 3 – содержание O, % нас., 4 –шум).

Заключение

Все исследуемые временные ряды обладают выраженными свойствами самоподобия. В разных диапазонах масштабов времени они проявляют себя как почти стохастические, фликкер-шумовые, или детерминировано-хаотические процессы.

Колебания температуры воды на больших масштабах времени детерминированным процессом, Колебания содержания кислорода классифицированы как детерминированный хаос, в котором присутствуют квазипериодические сезонные колебания.

Литература

1. *Долгоносов Б. М.* Нелинейная динамика экологических и гидрологических процессов. М.: Либроком, 2009 г. 440 с.

2. *Коваленко В. В.* Частично инфинитная гидрология. СПб: Издательство РГГМУ, 2007. 230 с.
3. *Кроновер Р.* Фракталы и хаос в динамических системах. М.: Техносфера, 2006. 488 с.
4. *Малинецкий Г. Г., Потапов А. Б., Подлазов А. В.* Нелинейная динамика: подходы, результаты, надежды. М.: КомКнига, 2009. 280 с.
5. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. М.: Институт компьютерных исследований, 2002. 656 с.
6. *Найдёнов В. И.* Нелинейная динамика поверхностных вод суши. М.: Наука, 2004. 318 с.
7. *Федер Е.* Фракталы. М: Мир, 1991. 260 с.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

К

Содержание:

Кабанова О.И.
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ 800

Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А.
НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ДВУХФАЗНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ 802

Казанский Б. А.
АДУНАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ КАК ВЫХОД ИЗ ПЛИТТЕКТОНИЧЕСКОГО ТУПИКА 803

Калашник А.А.
РОТАГЕННЫЙ ХАРАКТЕР СВЯЗИ ЭПОХ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА С КОЛЛИЗИОННЫМИ ОБСТАНОВКАМИ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА 806

Калинникова М.В., Головин Б.А., Головин К.Б.
ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ 812

Калько И.А.
СТРУКТУРНО-ПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ОРУДЕНЕНИЯ 814

Камаева М.Д.
ДВУХМЕРНОЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАРБОНАТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ 819

Карабанов А.К.
НЕОТЕКТОНИКА И НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА БЕЛАРУСИ 821

Каратаев Г.И., Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Мясников О.В.
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) 824

Каратаев Г.И., Венцелидес Т.В., Голобоков С.В.
ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) 830

Кармышева И.В.
СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ И МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ ОРОГЕНЕЗЕ 835

Карпенко А. И.
ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ 839

Касаткин С.А.
СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ ФЕСТИВАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РОССИЯ) 843

Кенгерли Т.Н.
ШАРЬЯЖИ В СТРУКТУРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА КАК ИНДИКАТОР АККРЕЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕВЕРО- И ЮЖНО-КАВКАЗСКОЙ МИКРОПЛИТ 849

Ким Н.С., Конторович А.Э., Фомин А.Н., Меленевский В.Н.
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА 854

Кириллова Г.Л.
МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЕ ПЛИТ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АСПЕКТ 859

Кирилюк В. П.
ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ 863

Киркинский В. А.
АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ 868

Киркинский В. А.
ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 871

Книппер А.А.
ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 874

Ковалев А.А.
СПРЕДИНГ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И ПЕРВАЯ СТАДИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЦИКЛА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 877

Ковалев А.А.
«МЛАДШИЙ БРАТ » КАВКАЗСКОГО СУПЕРКРУПНОГО ТЫРНЫАУЗА - ХАКАССКИЙ КИЯЛЫХ-УЗЕНЬ 881

Коваленко Д.В.
ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ 884

Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Сальникова Е.Б.
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НЕОПРОТЕРОЗОЯ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 888

Колесников А.А.
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА 891

Колесниченко А.А., Яцкевич Ю.О.
НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА БУГУЛЬМИНСКО-БЕЛЕБЕЕВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИУРАЛЬЯ 896

Колодяжный С.Ю.
ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ 900

Коломиец В.Л., Рассказов С.В.
ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ МОРФОТЕКТОНИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ 904

Коломиец В.Л.
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ 908

Колтышева Е.С.
ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ 912

Копаевич Л.Ф.
КОМПЛЕКСНОЕ ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ 914

Копп М.Л.
ПРОБЛЕМА МОНОЛИТНОСТИ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ В КАЙНОЗОЕ (В СВЕТЕ ДАННЫХ ОБ ЭВОЛЮЦИИ И ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПРЕССИОННЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИИ) 918

Коптев А.И., Ершов А.В.
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ТЕРМАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ 924

Коптев А.И., Ершов А.В.
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ЛИТОСФЕРНЫХ СКЛАДОК В ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ 930

Коптев А.И., Ершов А.В.
СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ 935

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.
ГЕОХИМИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАК СРЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СИСТЕМ ПРИАМУРЬЯ 940

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РФ 945

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Косько М.К., Д.Джиб, Гольцин В.Н., Ларионов А.Н., Соболев Н.Н.
О ВОЗРАСТЕ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ (В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО ГЕОХРОНОМЕТРИИ ЦИРКОНОВ) 950

Корж В.Д.
«ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО» КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТНЫХ СОСТАВОВ ЛИТОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ 955

Корж В.Д.
ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СИСТЕМЫ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИДРОСФЕРЕ 960

Корженков А.М., Абдиева С.В., Керимбаева Д., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А.
ОСОБЕННОСТИ ОПОЛЗНЕОБРАЗОВАНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ 965

Корженков А.М., Раст Д., Тибальди А., Абдиева С.В.
ПАРАМЕТРЫ СИЛЬНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВДОЛЬ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА, КЫРГЫЗСКИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ 966

Корнейко А.А., Веселовский Р.В.
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ КАЧИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ГОРНОГО КРЫМА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ) 968

Короновский Н.В., Демина Л.И.
К ПРОБЛЕМЕ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА 970

Костюченко С.Л.
СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ОБРАЗАХ 976

Костюченко С.Л., Алешина А.Ф., Чупров А.И.
КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТОАКТИВНЫХ МАСС В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ МАСШТАБА 1:2 500 000 (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 3D МОДЕЛИРОВАНИЯ) 982

Котельников А.Д., Врублевский В.В.
РАННЕОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SHRIMP II)-ДАТИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ КОГТАХСКОГО КОМПЛЕКСА 986

Котик И.С.
КАРТИРОВАНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ФОРМ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОМРА-СОЙВИНСКОГО ВЫСТУПА КОСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП) 988

Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С.
КИНЕМАТИКА И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ 992

Кравченко М.Н.
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НГБ (ЯНАО) 997

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Гонгальский Б.И., Свирская Н.М., Рощина И.А., Кузьмин Д.В., Симакин С.Г., Шлычкова Т.Б.
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО ТИПА 999

Крук Н.Н., Москаленко Е.Ю., Киселева В.Ю., Серов П.А.
СВИДЕТЕЛЬСТВА КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ УСПЕНСКОГО МАССИВА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ) 1001

Крылков М.Ю., Крылков Н. М.
РОЛЬ ВОДЫ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1005

Кузин А.М.
ОТОБРАЖЕНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ И ЕЁ РАСТВОРОВ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЛЕ НЕФТЕНОСТНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 1007

Кузнецов В.Ф.
ИМПАКТНЫЕ СТРУКТУРЫ РИДДЕРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РРП) (РУДНЫЙ АЛТАЙ) 1012

Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., Соболева А.А., Удоратина О.В.
ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРОТОУРАЛЬСКО -ТИМАНСКОЙ ОРОГЕНИИ ПО ДЕТРИТНЫМ ЦИРКОНАМ 1017

Кузнецов Н.Б.
МЕЗОСТРУКТУРА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗЕМЛИ ВЕДЕЛЯ ЯРЛЬСБЕРГА (ЮЗ ШПИЦБЕРГЕН) 1023

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Константинова Г.В.
Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ИРКУТНОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНЫХ САЯН: ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКОГО ПРОТОЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА 1029

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.
ПЛЮМЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 1032

Куликов В.А., Алексанова Е.Д., Яковлев А.Г.
ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ 1035

Куликова В.В.
БИОМАРКЕРЫ – АКРИТАРХИ В ШУНГИТАХ ОНЕЖСКОЙ СТУКТУРЫ КАК СВИДЕТЕЛИ СЛОЖНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ 1041

Куликова В.В., Куликов В.С. Бычкова Я.В.
РАЗНЫЕ ГЕНЕРАЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК НА ЮВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА 1047

Кулюкина Н.А., Рудакова А.В.
ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ 1051

Курдин Н.Н.
ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО СКЛОНА ЮВ КАВКАЗА 1054

Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А.
ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО И КААПВААЛЬСКОГО КРАТОНОВ 1058

Кутинов Ю.Г.
ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ НЕФТИ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА И РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ 1061

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Кабанова О.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(geol1500@rambler.ru)

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) протягивается на 3200 км вдоль северо-восточной окраины Евразии, и является одним из крупнейших надсубдукционных вулканических поясов Земли. Общий объем вулканитов приблизительно оценивается в 1 млн. км^3 [4]. Одной из особенностей Охотско-Чукотского пояса, отличающих его от большинства надсубдукционных вулканических провинций, является значительная доля кремнекислых вулканитов, в отдельных сегментах достигающая 90% от общего объема изверженных пород [7].

В составе ОЧВП принято выделять две зоны - тыловую ("внешнюю") и фронтальную ("внутреннюю") и шесть поперечных сегментов – четыре "сектора" (Охотский, Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский) и две "фланговые зоны" (Восточно-Чукотская и Западно-Охотская) [1]. В составе комплексов фронтальной зоны преобладают вулканиты средне-основного состава, в то время как большая часть тыловой зоны сложена кислыми вулканитами. Поперечные сегменты также отличаются друг от друга объемным соотношением кислых и основных пород, отражая в своем составе гетерогенность фундамента ОЧВП [3].

Для изучения были отобраны образцы кремнекислых вулканитов, представляющих фронтальную и тыловую зоны пояса Центрально-Чукотского (ЦЧС) и Анадырского (АС) сегментов. Центрально-Чукотский сегмент отличается от других сегментов пояса максимальной долей кислых вулканитов, составляющей, по различным оценкам, от 70 до 90% [2, 3, 5], в то время как для Анадырского сегмента это отношение составляет около 10% [3].

Все отобранные породы представлены лавами, туфами и игнимбритами дацитов и риолитов, реже андезидацитов, нормального щелочного ряда. Для 19 образцов был проведен микрозондовый анализ вкрапленников, для 23 образцов были измерены концентрации основных петрогенных элементов, и для 24 – концентрации микроэлементов.

Исследование составов вкрапленников темноцветных минералов показало, что их характеристики (например, значения магнезиальности амфиболов и биотитов), изменяются в более широком диапазоне, чем соответствующие параметры для валового состава пород, что делает их более удобными для расчленения и корреляции вулканических толщ. Кроме того, по значениям магнезиальности темноцветных минералов и величинам фугитивности удалось установить, что для северной части ОЧВП характерно “мозаичное” строение, т.е. выделяется несколько участков, внутри которых параметры, характеризующие состав фенокрист, имеют близкие значения, а на границах участков происходит их скачкообразное изменение. Причиной подобной картины, скорее всего, является неоднородность протолита – различное соотношение в нем метапелитов, обогащенных органикой, и метабазитов.

По микроэлементному составу все исследованные породы имеют ярко выраженную надсубдукционную специфику – минимумы на спайдерграмме (нормировка на примитивную мантию по [6]) на высокозарядных элементах (Nb, Ta, Ti) и максимумы по крупноионным литофильным элементам (K, Pb). По содержанию Sr и Ba наблюдаются как максимумы, так и минимумы, что можно связать с процессами минерального фракционирования, по разному протекавшими в различных образцах. В

целом, можно сказать, что образцы пород северо-восточной части тыловой зоны ЦЧС характеризуются наибольшим обогащением по всему спектру микроэлементов, северной части тыловой зоны АС и смежных областей ЦЧС – наименьшим, а центральной части тыловой зоны ЦЧС и северной части фронтальной зоны АС – промежуточным. При этом линии на спайдерграмме идут практически параллельно.

Таким образом, данные по микрохимии не противоречат ранее установленной “мозаичности” северной части ОЧВП, однако и не подтверждают однозначно. Для решения этого вопроса необходимо более равномерное и частое опробование территории и дальнейшее изучение собранной коллекции. Также пока не очень понятно как соотносится выделенные участки с классическим районированием пояса, являются ли они структурами более мелкого порядка или могут пересекать границы зон и сегментов.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1977, 171 с.
2. *Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В., Звизда Т.В., Жуков В.А., Коваленко А.В., Казинский В.А.* Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО» (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь, ФГУГП "Георегион", 2004.
3. *Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., Наука, 1981, 223 с.
4. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая кореляция. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
5. *Тихомиров П.Л.* Петрология гранитоидов Телекайского рудного района (Центральная Чукотка). Автореф. дисс. к.г.-м.н. Санкт-Петербург, 1998.
6. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds) Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications, 1989. London: Geological Society of London. P. 313-345.
7. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329-346.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ДВУХФАЗНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Казакевич Г.И.[а], Повещенко Ю.А.[б]

[а] *Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия*
(gkazakevich@yandex.ru)
[б] *Институт прикладной математики им. М.В.Келдыша РАН, Москва, Россия*
(hecon@mail.ru)

Процессы совместной фильтрации жидкости и газа при формировании месторождений углеводородов характеризуются одновременным наличием разных пространственных и временных масштабов. Это – масштабы всего осадочного бассейна и струи прорвавшегося газа; времени формирования флюидодинамической системы бассейна и прорыва газа при фильтрационной неустойчивости. Для численного моделирования подобных процессов в рамках единой вычислительной схемы было предложено использовать метод опорных операторов [1]. Применение этого метода к численному моделированию миграции углеводородов, приводящей к образованию нефтяных и газовых месторождений, позволило выявить ряд сложных нелинейных эффектов. Одним из них является отмеченный авторами ранее [2] автоколебательный режим фильтрации, приводящий к накоплению и прорыву газа как путем разрыва вышележащих слоев, так и вследствие фильтрационной неустойчивости.

Было проведено исследование подобных режимов фильтрации в областях с высокопроницаемой (например, трещиноватой) боковой границей, которая, в частности, соответствует фронтальной зоне в области поддвига плит. Показано, что при различных скоростях фильтрации наблюдается смена гидродинамических режимов с автоколебательного при высоких скоростях на режим спокойного накопления газа в ловушке с выходом остального газа через высокопроницаемую границу – при более низких скоростях. Метод позволяет детально исследовать структуру процесса и анализировать процесс перехода одного режима в другой.

Обнаружен эффект появления динамически существующий областей газонакопления, обусловленных сложной структурой фильтрационного потока. Это «газовые пузыри», сохраняющиеся или пульсирующие благодаря непрерывному притоку и оттоку газа, и не приуроченные к литологическим ловушкам. Показано, что подобные «пузыри», содержащие значительные количества газа, могут периодически возникать и исчезать. Наличие таких газонасыщенных областей может проявиться в выбросах газа при бурении – и к обнаружению новых месторождений углеводородов. Поскольку эти области являются динамическими объектами, воздействие на них может привести к нарушению устойчивости и резкому изменению флюидодинамической системы и должно совершаться крайне осторожно. Для исследования устойчивости таких систем и построения бифуркационной диаграммы могут оказаться полезными разработанные вычислительные методы, позволяющие учитывать сложное геологическое строение региона и многомасштабность процесса.

Литература

1. *Дмитриевский А.Н., Лобковский Л.И., Казакевич Г.И., Повещенко Ю.А. и др.* Численное моделирование движения флюидов в процессе формирования залежей углеводородовна примере Предверхоянского прогиба // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1995, № 7, С. 2-6.
2. *Казакевич Г.И., Минервина Е.А., Повещенко Ю.А.* Миграция углеводородов в процессе формирования месторождений: численное моделирование нелинейных эффектов // Докл. РАН, 2002, Т. 383, № 1, С. 103-105.

АДУНАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ КАК ВЫХОД ИЗ ПЛИТТЕКТОНИЧЕСКОГО ТУПИКА

Казанский Б. А.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия (bakaz@poi.dvo.ru)

В 1978 г. В.Е. Хаин посчитал, что «появляются основания ожидать перерастания плитно-тектонического варианта неомобилизма в более общую теорию глобального тектогенеза…, которая включит в себя наиболее рациональные элементы фиксизма, а также будет учитывать пульсации объема Земли и влияние ротационного режима планеты» [11, с.22], но за прошедшие три десятилетия высказанные В.Е. Хаиным ожидания явно не оправдались, и он же сообщил, что уже «в начале 1994 г. группа японских геологов и геофизиков прямо поставила вопрос о необходимости очередной смены парадигмы» [12, с.38], т.е. замены плитовой тектоники иным вариантом неомобилизма. Такой вариант (адунационная модель) был предложен автором те же три десятилетия назад [1], а в 1998 г. он был представлен на Международном симпозиуме по новым концепциям в глобальной тектонике в г. Цукуба, Япония [13]. Но, то ли в силу чудовищной инерции геологического мышления, то ли иных причин, это, уже готовое решение, как адепты плитовой тектоники, так и противники до сих пор предпочитают не замечать, что гораздо проще, чем аргументировано опровергать.

Как говорил Томас Генри Гексли, «величайшая трагедия науки в том, что один безобразный факт убивает прекрасную теорию» [9, с.42, в переводе Б.А. Борисова; в другом переводе это звучит как «умерщвление прекрасной гипотезы мерзким фактом»]. Но за 30 лет ни одного убийственного факта для предложенной нами модели найти никому не удалось. Более того, аргументы, приводимые В.Е. Хаиным в цитированной работе [11] по неприемлемости концепции общего расширения Земли (как альтернативного плитовой тектоники варианта неомобилизма), оказываются не только **необходимыми**, но и **достаточными** условиями для обоснования адунационной модели:

«Концепция общего расширения Земли не приемлема, и не только потому, что до сих пор не найдено причины предполагаемого, причем быстрого увеличения радиуса Земли, но и прямые геологические данные приводят в случае образования современных океанов за счет общего расширения Земли к абсурдным заключениям. Если учесть, что область с молодой океанической корой покрывает 60% поверхности Земли и образовалась за последние 200 млн. лет, то требуется увеличение радиуса Земли за это геологически краткое время на 0,25, что вряд ли может быть экстраполировано вглубь геологических времен и противоречит палеомагнитным данным. Кроме того, возникает проблема заполнения новообразованных океанических впадин водой» [11, с. 7].

Действительно, суть адунационной модели в том, что современная Земля образовалась (всего-то!) 200-250 млн. лет назад в результате адунации (слияния, объединения) двух равных по размерам планет (Пангеи и Панталассы), ранее составлявших тесную двойную планету на современной орбите Земли. Такое событие и дает нужное увеличение радиуса планеты на 0,25 «за геологически краткое время» и наблюдаемое соотношение площадей океанической и континентальной коры (сохранившейся части коры Пангеи), но совсем не требует экстраполяции «вглубь геологических времен», известных нам только по геологии Пангеи. Никаких противоречий палеомагнитным данным в адунационной модели нет [2], как и проблемы заполнения новообразованных океанических впадин водой [3], не имеющей, кстати, удовлетворительного решения и в плитовой тектонике. Эти и множество других следствий из

адунационной модели многократно рассматривалось на тектонических совещаниях и в публикациях [1-8, 13].

Помимо приведенных аргументов, новые глобальные феномены, проявившиеся после публикаций сути адунационной модели, такие, например, как признание асимметричного вторичного разогрева верхней мантии в фанерозое [10] или существования 200 млн. лет назад (формирования) опоясывающей Землю (циркумтихоокеанской) «субдукционной "воронки", пронизывающей всю мантию» [10, с.522], реликтами которой являются современные глубоководные желоба по периферии Тихого океана, также оказываются прямыми следствиями из адунационной модели.

Знаменательно, что феномен вторичного разогрева Земли (Пангеи!) проявился на фоне закономерного глобального остывания (и затухания тектонической активности) всех планет земной группы, криогения, продолжавшегося (на Пангее) более 200 млн. лет, что однозначно свидетельствует о внешней причине разогрева, и не только асимметричного для Земли (Пангеи!), но и избирательного, только для нее одной. Причиной же вторичного разогрева Пангеи стало приливное трение в системе Пангея-Панталасса на последней стадии сближения планет, а асимметричным разогрев стал уже в процессе адунации.

Что же касается феномена, названного субдукционной "воронкой", то его следует считать робкой попыткой психологически приемлемой интерпретации существенной детали фигуры Земли на гантелевидной стадии адунации (гантели Пуанкаре) [1, 5, 6] в области стыковки Пангеи и Панталассы, играющей важнейшую роль в планетарной перестройке последних 200 млн. лет. Эту область – глубокую кольцевую депрессию – нельзя называть субдукционной, так как происходившее там поглощение как континентальной коры (коры Панегеи), так и океанической коры (первичной коры Панталассы и новообразованной океанической коры по обоим бортам) происходило без поддвигания плит, а за счет одновременного загибания краев плит внутрь, для описания которого вполне подходит термин «адункация» [5, 13]. В отличие от субдукции, этот процесс элементарно моделируется.

Из-за не стопроцентной симметрии системы Пангея-Панталасса, а также в силу геометрических соотношений площадей коры и кривизны поверхности планеты на разных этапах перестройки, адункационная депрессия изначально обладала асимметрией как по ширине и глубине, так и по распределению континентальной коры вдоль континентального борта, получившей радиальные разрывы, наиболее крупный из которых известен под названием океана Тетис. Соизмеримыми с Тетисом по ширине были начальные размеры и всей депрессии, перманентное двухстороннее сжатие которой сократило ее размеры до современных. Именно изначальные гигантские размеры адункационной воронки позволили ей сохраняться и функционировать на протяжении 200 млн. лет, в том числе как первичного резервуара всей воды Панталассы, регулировавшего процесс заполнения новообразованных океанических впадин. Более быстрое «схлопывание» Тетиса привело к возникновению Альпийско-Гималайской горной системы. Менее широкие и глубокие части депрессии позволили отдельным континентам совершить «наезд» (по В.П. Трубицыну) на ложе Тихого океана, что усугубило его морфологическую и тектоническую асимметрию. Поскольку площадь «наезда» может быть точно измерена, появляется возможность решить интересную обратную задачу – определить реальную изначальную площадь адункационной воронки, позабыв о ненужной теперь субдукции. Излишне говорить, что площадь оказывается такой, какая необходима для компенсации расширения океанов.

С такой же легкостью адунационная модель объясняет множество феноменов истории Земли, даже не имеющих прямого отношения к проблемам геотектоники (палеонтологических, палеоклиматических

и пр. [5]), до которых «не доходили руки» в прежних глобальных моделях. Остается только удивляться тому упорству, с каким исследователи избегают публичную апробацию адунационной модели в деле построения «той общей, подлинно глобальной теории Земли, о которой уже двести лет, начиная с Джеймса Геттона, мечтают геологи» [12, с. 38]. Возможно, здесь прав Гёте, говоривший 85 лет назад, что «наука для большинства является лишь средством к существованию, и они готовы обожествлять даже собственные заблуждения, если они кормят их».

Литература

1. *Казанский Б.А.* Новая геодинамическая модель. Препринт; Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. 46 с.
2. *Казанский Б.А.* Расчеты палеогеофизических полей в адунационной модели эволюции Земли для палеогеографических и палеотектонических реконструкций //Тектоника неогея: общие и региональные аспекты (Материалы XXXIV Тектонического совещания). Т.1. М.: ГЕОС. 2001. С. 277-280.
3. *Казанский Б.А.* Эволюция гидросферы в фанерозое (морфодинамический аспект) // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука. 2002. С.31-39.
4. *Казанский Б.А.* Реконструкция теплового режима Земли по геолого-геофизическим данным // Тектоника и геофизика литосферы (Материалы XXXV Тектонического совещания). Т.1. М.: ГЕОС. 2002. С.226-229.
5. *Казанский Б.А.* Палеореконструкции в моделировании эволюции Земли. Владивосток: Дальнаука. 2002. 110 с.
6. *Казанский Б.А.* Путь построения непротиворечивой теории глобальной эволюции // Области активного тектогенеза в современной и древней истории (Материалы XXXIX Тектонического совещания). Т. 1. М.: ГЕОС. 2006. С. 292-295.
7. *Казанский Б.А.* Особенности образования Земли как исходное условие ее эволюции// Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики (Материалы XLI Тектонического совещания). Т. 1. М.: ГЕОС. 2008. С.371-374.
8. *Казанский Б.А.* Адунационная модель эволюции Земли // История наук о Земле: Исследования, этапы развития, проблемы (Сборник. Материалы международной научной конференции). М.: 2008. С. 123-124.
9. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле. М.: Мир. 1991. 447 с.
10. *Никишин А.М., Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Схема глобальной эволюции Земли // Докл. РАН. 1992. Т.323. №3. С. 519-522.
11. *Хаин В.Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза // Геотектоника1978. №8. С. 3-25.
12. *Хаин В.Е.* Геотектоникана новом переломе своего развития // Геотектоника 1996. №6. С. 38-42.
13. *Kazansky B.A.* A quasi-plate tectonics – an adunation model // Proceedings of international symposium on new concepts in global tectonics <'98 TSUKUBA>. Tsukuba. 1998. P. 154-158.
14. *Yano T., Matsumoto Y., Wu G.Y.* Pacific Genesis induced from Phanerozoic reheating of Upper Mantle // Himalayan Geology. 2001. V. 22(1). P. 51-64.

РОТАГЕННЫЙ ХАРАКТЕР СВЯЗИ ЭПОХ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА С КОЛЛИЗИОННЫМИ ОБСТАНОВКАМИ ПЛАНЕТАРНОГО МАСШТАБА

Калашник А.А.

Казенное предприятие «Кировгеология», Кировоград, Украина
(kalashnik_anna1@mail.ru)

Введение

Следствием взаимодействия космических сил, регулирующих движение Земли, и внутренних сил, определяющих наиболее общие особенности развития планеты в целом, является возникновение глобальной сети напряжений, определяющей развитие систем глубинных разломов определенных направлений и их тесную связь с дислокациями различных оболочек Земли, с магматическими и другими эндогенными процессами [10]. Результатом этого являются проявления эндогенных процессов, которые имеют общепланетарный характер, выражаются в крупных преобразованиях и перемещениях эндогенного вещества, которые охватывают, по меньшей мере, литосферу и подстилающие слои верхней мантии. Вероятно, ротагенные причины на определенных этапах развития Земли привели к формированию проявлений кимберлитового магматизма планетарного масштаба, что позволяет выделять в геологической истории Земли эпохи кимберлитового магматизма.

С другой стороны, в периоды крупномасштабных биотических катастроф планетарного масштаба наряду с вымиранием флоры и фауны происходило формированию крупнейших месторождений полезных ископаемых различной металлогенической специализации, в том числе эндогенных. Так, мел-палеогеновый биотический кризис, кроме массового вымирания биоты, привел к формированию крупнейших месторождений нефти, газа, угля, грандиозных отложений мела и сланцев. Мел-палеогеновая эпоха тектоно-магматической активизации является и наиболее продуктивной на планете по проявлению эксплозивных процессов и по масштабности кимберлитового магматизма. В Кировоградском блоке Украинского щита (УЩ) нами установлены кимберлитопроявления трех эпох тектоно-магматической активизации: позднепротерозойской, девонской и также мел-палеогеновой [7]. Эпохи кимберлитового магматизма позволяют однозначно фиксировать периоды интенсивной активизации мантии (а, возможно, и ядра) в планетарном масштабе. Их сопоставление с масштабными биотическими кризисами дает возможность определения наличия связи между формированием разломной тектоники, возникающей при изменении ротагенных параметров движения планеты, сопровождающейся перемещениями мантийного вещества по разломам, и периодами коллизионных обстановок планетарного масштаба.

Масштабы глубинной дегазации на планете и связь с ней процессов формирования месторождений полезных ископаемых различной специализации

По петрологическим данным для генерации кимберлитовых магм кроме давления $15x10^2$ Па, которому соответствуют глубины более 150 км, необходимо присутствие углекислоты, источником которой служат мантийные флюиды, проникающие в зоны генерации магм по проницаемым каналам из мантии, возникающим при тектонических активизациях, что подтверждается изотопным составом углерода (табл. 1). Углекислота является важнейшим компонентом и в процессе формирования гидротермальных месторождений уран-натровой формации [5]. Установленная в Кировоградском урановорудном районе Кировоградского блока УЩ пространственная и временная сопряженность кимберлитопроявлений, в том числе алмазоносных, и участков

уранового оруденения, которая наблюдается и в других урановорудных районах мира [7], по нашему мнению, является внешним выражением связи гидротермальных месторождений урана и щелочно-ультраосновного магматизма с глубинными мантийными структурами.

Таблица 1. Изотопный состав углерода из кимберлитов (по Ваганову В.И. и др. [2])

Местоположение (число исследованных трубок)	Исследователи	Кальцит из кимберлита
		$\delta^{13}C$, ‰ (среднее содержание)
Якутия (3)	Виноградов А.П., Кропотова О.Н.	-0,32÷-0,69 (-0,53)
Африка (16)	Виноградов А.П., Кропотова О.Н.	-0,27÷-1,03 (-0,54)
Сев. Америка	Виноградов А.П., Кропотова О.Н.	-0,38÷-0,42 (-0,40)
Якутия (2)	Мамчур Г.П.	-0,38÷-3,4 Большинство значений лежит в интервале 0÷-1,0
Якутия (1)	Зольников Г.В.	-0,62÷-0,78

Урановорудные зоны всех месторождений Кировоградского урановорудного района характеризуются неравномерно повышенным содержанием карбонатного углерода. Карбонаты представлены главным образом кальцитом с близким по изотопному составу углеродом (до -3,9 ÷ -1,5 ‰), а также глубинным анкеритом главной продуктивной ассоциации [5] (табл.2), в которой большая часть углерода имеет глубинное происхождение при определенной доле коровой составляющей.

Таблица 2. Изотопный состав углерода и карбонатов продуктивных зон уран-натровых месторождений [5]

Месторождения (Кировоградский U-рудный район УЩ)	Углерод валовый	Кальцит (анкерит)
	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
Мичуринское (южные фланги)	До -3,2	-1,1 ÷-0,4
Мичуринское	До -1,5	-1,5
Северинское	До -3,9	-4,2 ÷-1,0

По утверждению Ф.А. Летникова [8], при масштабном поглощении углекислоты глубинными расплавами флюиды могут претерпевать инверсию, превращаясь из окислительных в восстановительные, что должно препятствовать извлечению урана. Источником углекислоты могут быть первичные, наиболее глубинные мантийные флюиды, для которых большинство исследователей обосновывает сугубо восстановительный водородно-углеродный (с CH_4, CO) характер [8]. Такие флюиды, окисляясь при проникновении в верхние зоны коры, могут преобразовываться в существенно углекислотные. Инверсия мантийных флюидов водородно-углеродного состава в углекислотные при подъеме на коровые структурные этажи, по нашему мнению, объясняет источник части углерода в карбонатах месторождений уран-натровой формации с изотопной характеристикой коровой природы при полном отсутствии карбонатсодержащих вмещающих толщ в разрезе Кировоградского урановорудного района. При сопоставлении изотопии карбонатов необходимо учитывать глубины рудогенерации эндогенной природы. Так, генерация кимберлитовых магм однозначно осуществляется на уровнях верхней мантии (~ 150 км) и в процессе тектонической активизации подъем алмазоносных кимберлитовых магм на верхние структурные этажи осуществляется с колоссальной скоростью, в противном случае алмазы сгорают. В то же время генерация урановых руд из компонентов мантийной природы осуществляется вследствие эволюционирования сложных рудногеологических систем на внутрикоровом уровне. При этом, флюиды мантийной природы, в частности водородно-углеродного состава, возможно, претерпевают вторичную трансформацию при подъеме на коровые глубины, превращаясь в существенно углекислотные [8] Это, вероятно, и приводит к появлению среди карбонатов продуктивных зон натрий-урановых месторождений Кировоградского рудного района УЩ

диапазона изотопной составляющей корового происхождения.

Примечательно, что уран является постоянным сопутствующим элементом кимберлитов, в том числе, кимберлитов промышленно алмазоносных трубок (табл.3).

Таблица 3. Содержание урана в кимберлитах в различных регионах

№	Название объекта и его приуроченность	Содерж. U, г/т
1	Трубка Айхал, Якутия*	1,22-7,85
2	Трубка Удачная – Восточная, Якутия*	1,68-3,58
3	Трубка Удачная-Западная, Якутия*	0,80-4,57
4	Трубка Ботуобинская, Якутия*	0,35-7,14
5	Трубка Нюрбинская, Якутия*	0,28-3,71
6	Трубка Комсомольская, Якутия*	0,81-3,71
7	Трубка Катока, Ангола*	1,04-19,93
8	Лелековские и щорсовские кимберлиты, Кировоградский U-рудный район, Украина	3,0-18,0

(*- по Столбову Ю.М., Зинчуку Н.Н. [9])

Результаты расчетов, выполненных Г.И. Войтовым показали, что вынос глубинного метана сопоставим по масштабам с выносом глубинной углекислоты. и что в процессе глубинной дегазации Земли, через разрез стратисферы проходят гигантские количества УВ и углекислоты на пути в гидросферу и атмосферу [4]. Выполненные исследования (Б.М. Валяев [4]), а также последующие обобщения и интерпретации показали, что метан с легкими метками изотопного состава углерода (до -60, -70 $^{0}/_{00}$), соответствующий коровому диапазону, может не только генерироваться на абиссальной глубине, но и приобретать такие значения $\delta^{13}C$ в результате вторичных процессов трансформации глубинных УВ-флюидов. Эти выводы вносят значительные коррективы при использовании изотопных данных, поскольку из них следует, что флюиды мантийного генезиса, содержащие УВ-газы и углекислотные составляющие при подъеме на верхние структурные этажи претерпевают инверсию, либо вторичную трансформацию, что, вероятно, приводит к изменению диапазонов изотопных составов углерода метана и карбонатов, и обогащению их первоначального состава «коровыми» значениями. Следовательно, на самом деле, влияние мантийных флюидов распространено гораздо шире, чем предполагается по изотопии углерода, и именно они в процессе мантийной дегазации Земли сопровождаются накоплением полезных компонентов широкого спектра на различных структурных этажах.

Основные планетарные эпохи кимберлитового магматизма и их связь с глобальными биотическими кризисами

Использование радиогенных датировок кимберлитового и лампроитового магматизма при сопоставлении с эпохами глобального мощного корообразования и общего магматизма позволило выделить восемь основных эпох кимберлитообразования (Зинчук Н.Н. и др. [6, 3]). Сопоставление выделенных основных эпох кимберлитового магматизма с кривой содержания CO_2 в земной атмосфере [1] и этапами основных биотических кризисов нашей планеты позволило выявить их синхронность (рис. 1): из восьми эпох кимберлитового магматизма шесть совпадают или почти совпадают с главными импульсами отвечающих им крупнейшим массовым вымираниям и еще одно – с периодами малых массовых вымираний. Исключение составляет лишь эпоха катастрофы «Великая смерть» (251 млн. лет), приведшая к гибели 95% живых существ, в том числе 53% семейств морских животных, 84% морской флоры и приблизительно 70% сухопутных организмов [11], которая не отмечена как эпоха кимберлитопроявлений. Примечательно, что вероятной причиной катастрофы «Великая смерть» называют мощную вулканическую активность, происходившую на границе перми и триаса, характеризуемую, в том числе, излиянием сибирских траппов, покрывших почти всю Центральную Сибирь. При этом, предполагают, что излияния траппов были неоднократными, что вероятно приводило к

частым резким изменениям климата и уровня моря, а также чрезмерно кислой обстановке, создаваемой выводящимися из атмосферы соединениями серы (что могло вызывать, к примеру, интенсивные кислотные дожди) [11].

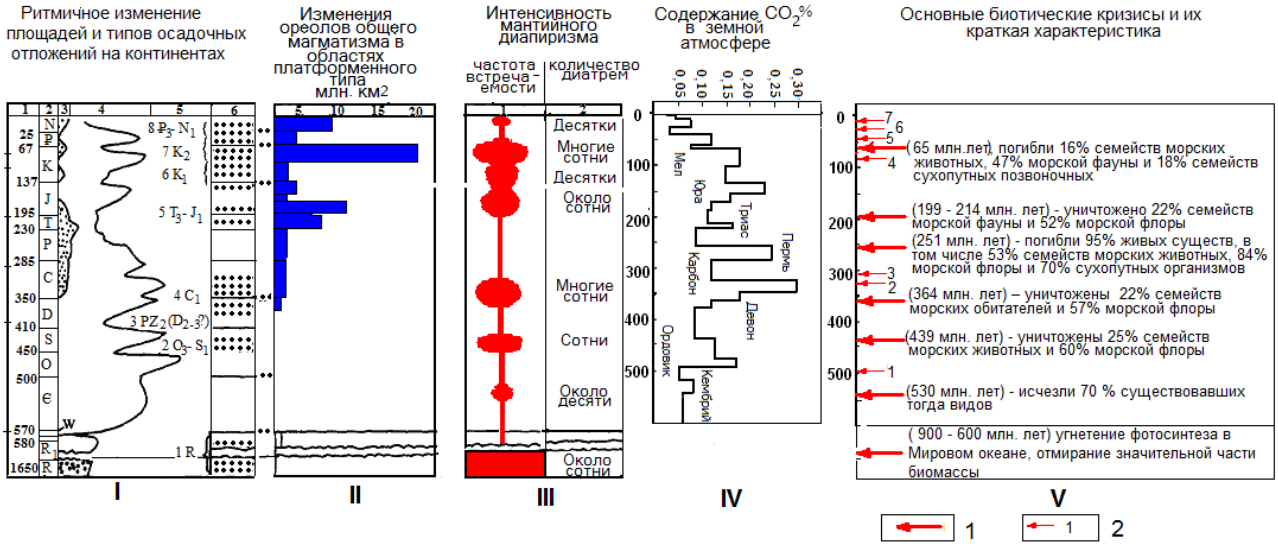


Рис. 1. Сопоставление в неогее Земли этапов осадконакопления, мощного корообразования (I), общего магматизма (II), интенсивности кимберлитового магматизма (III) (по Зинчуку Н.Н. и др. [6] с использованием диаграмм Н.М.Страхова), содержания CO_2 в земной атмосфере (по Бойченко С.Г. и др. [1]) (IV), основных биотических кризисов (по Ясаманову Н.А. [11]) (V). Условные обозначения: I : 1 – геохронологическая шкала, млн. лет; 2 - то же, индексы; 3, 4 – сравнительная доля площадей, сложенных континентальными обломочными (3) и морскими (4) отложениями, 5 – перерывы в осадконакоплениях, отвечающие эпохам мощного корообразования; V: 1 – крупные массовые вымирания; 2 - малые массовые вымирания возрастов: 1 – 495-500 млн. лет, 2 – 330 млн. лет, 3 - 305 млн. лет, 4 – 105 млн. лет, 5 – 55 млн. лет, 6 – 30 млн. лет, 7 – 5 млн. лет.

По данным Кривоноса В.Ф., приведенным в монографии [3], кимберлитовый магматизм этого геологического времени отмечен в Лучаканском (246-253 млн. лет по данным измерений K-Ar методом), Куранахском (246-263 млн. лет по данным измерений K-Ar методом), Стародеченском (246 млн. лет по данным измерений K-Ar методом) кимберлитовых полях Якутской алмазоносной провинции и северо-американских кимберлитовых полях Усть-Огайо (252-281 млн. лет по данным измерений K-Ar методом) и Эллиот (257 млн. лет по данным измерений Rb-Sr методом). В связи с указанным фактом связи «коллизионная активизация мантии – массовые вымирания биоты» вероятно необходимо добавление еще одной эпохи кимберлитового магматизма на границе пермь-триас (251 млн. лет).

В литературе неоднократно упоминается о связи вулканической активности и климата [11, 1]. Основное объяснение такой связи - при повышении вулканической активности в атмосферу выбрасывается много водяных паров, углекислого и сернистого газа. Несмотря на то, что все известные климатические катастрофические события по времени совпадают с эпохами глобального вымирания, их глобальная синхронность с мантийным магматизмом, ювенильной дегазацией, формированием месторождений полезных ископаемых различной специализации заставляет предполагать существование глобальных коллизионных обстановок планетарного масштаба в эти периоды, что может быть обусловлено исключительно изменением ротагенного режима Земли под воздействием космических факторов. Все перечисленные процессы прямо или косвенно влияли на состояние среды обитания биоты и на сами организмы. Массовая гибель жизни на Земле могла быть вызвана сочетанием различных факторов, но все же совокупное их воздействие, очевидно, вызвано, изменением ротагенного режима Земли под влиянием космических физических полей.

Новая ротационная гипотеза (Тяпкин К.Ф.) [10] объясняет геологический аспект воздействия на планету космических физических полей. В ее основе лежат представления о том, что тектонические активизации Земли являются результатом разрядки планетарных напряжений, накапливаемых в литосфере в процессе взаимодействия планеты с окружающими ее физическими полями: гравитационными, электрическими, магнитными или электромагнитными. Это вызывает реакцию всех составных частей Земли, в частности, ядра и мантии. Вследствие этого пространственное положение основных структур земной коры определяется законом распределения планетарных напряжений, разрядка экстремальных значений которых приводит к образованию глубинных разломов первого порядка, в пределах которых происходит усиление магматических, метаморфических процессов, усиление поступления ювенильного вещества, прежде всего щелочей, летучих и рудных компонентов. Это в итоге способствует возникновению в пределах глубинных разломов относительно локальных геологических систем, наиболее благоприятных для развития интенсивного и дифференцированного рудообразования, обеспечивает стабильность рудообразующих систем, длительность и полноту развития рудообразующих процессов, глубокую дифференциацию и концентрацию эндогенного вещества вплоть до промышленных кондиций.

Мы полагаем, что коллизионные обстановки общепланетарного масштаба, которые приводили к эксгумации глубинными разломами алмазоносного протолита и выводу к земной поверхности флюидо-магматических колонн обусловлены ротагенными причинами, которые на определенных этапах развития Земли привели к формированию проявлений кимберлитового магматизма планетарного масштаба и к синхронным биотическим кризисам. Это дает основания выдвинуть предположение существования цепочки «изменение ротационного режима Земли - коллизионная активизация мантии – тектоническая активизация, усиление магматизма, в том числе мантийного, интенсивная ювенильная флюидизация и дегазация, массовые вымирания биоты – формирование крупных месторождений полезных ископаемых различного генезиса».

Заключение

Установленная временная связь биотических кризисов и масштабных геологических процессов, прежде всего эпох кимберлитопроявлений, как индикатора коллизионной активизации мантии планетарного масштаба, позволяет говорить о биогеотических кризисах Земли, обусловленных общими ротагенными причинами.

Литература

1. *С.Г. Бойченко, В.М Волощук* Колебания климата и вековая динамика содержания углекислого газа в земной атмосфере // Геофизический журнал, 2005, №1, Т.27. С.172-186.
2. *В.И. Ваганов, С.В. Соколов,* Термобарометрия ультраосновных парагенезисов М.: Недра, 1988, 149 с.
3. *В.И. Ваганов* Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования) М.: Геоинформарк, 2000, 371 с.
4. *Б.М. Валяев* Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа, 1997, №9, С.30-37.
5. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / *под ред. Я.Н. Белевцева, В.Б.Коваля*, К.: Наук. думка, 1995, 376 с.
6. *Н.Н. Зинчук, А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев* О количестве эпох мощного корообразования и кимберлитового магматизма в неогее Земли //Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998, С. 1-14.
7. *А.А. Калашник, Г.М. Москаленко* Геолого-структурные особенности пространственного размещения кимберлитопроявлений и урановорудных объектов в Кировоградском рудном районе Украинского щита // Мінеральні ресурси України. 2010, №2, С.8-18.

8. *Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев и др.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука,1977. 251с.
9. *Ю.М. Столбов, Н.Н. Зинчук* О природе ураноносности кимберлитовых пород Якутской алмазоносной провинции /Тр. IV Межд. научно-практ. конф. «Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей», Симферополь, 2007, С.102-106
10. *К. Ф. Тяпкин, Т.Т. Кивелюк* Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982, 239с.
11. *Н.А.Ясаманов* Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1989, 294 с.

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫХОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Головин Б.А.[а], Головин К.Б.[б], Калинникова М.В.[а]

[а] Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия
[б] Саратовский филиал ФГУ «ТФГИ по Приволжскому федеральному округу», Саратов, Россия
(kalinnikova1@rambler.ru)

Конец XX века ознаменовался открытием ряда уникальных месторождений углеводородного сырья (Астраханское, Карачагонакское, Жанажольское, Тенгизское), принадлежащих к Прикаспийской нефнегазоносной провинции.

Специфика геологических условий здесь обусловлена эволюцией осадочного комплекса пород в рамках крупной отражающей структуры (мегаситеклизы).

Характерной особенностью этой провинции является наличие мощной толщи палеозойских и мезозойских осадочных пород; значительной ролью в разрезе карбонатных и галогенных отложений; наличие зон АВПД; приуроченность крупных по запасам продуктивных комплексов к сложно построенным подсолевым карбонатным и терригенным коллекторам; высокая минерализация подземных вод; наличие большого числа залежей с трудно извлекаемыми запасами и высоким содержанием сероводорода.

Наиболее распространенными типами карбонатных коллекторов являются порово-трещинный, порово-каверно-трещинный, которые приурочены к подсолевым отложениям. Получение достоверной геолого-геофизической информации стандартными методами в этих условиях зачастую не дает желаемых результатов и требует внедрения в практику поисково-разведочных работ новых технологий геофизического информационного обеспечения. В качестве одной из таких технологий и была предложена информационно-измерительная система (геолого-технологические исследования - ГТИ) скважин (см. Табл. 1).

Таблица 1

Геолого-технологические особенности применения ГТИ в Прикаспийской нефтегазоносной провинции

Разрез				Продуктивный комплекс		
Тип	Мощность осадочного чехла			Литологический состав	Тип коллектора	Стратиграфический диапазон
	Всего, тыс. м	в т.ч. отложений,%				
		Карбонат.	Солевой			
Карбонатно-терригенный, с наличием солей, зон АВПД	8-20	30	20	Карбонатно-терригенный	Поровый, сложный	D-K-P

Продолжение таблицы 1

Пластовый флюид		Скважинные условия					
нефть	вода	сред. глуб. макс. глуб. (м)	сред. темпер. макс. темпер.	сред. давл. макс. давл. (МРа)	диаметр скв., мм	промывочная жидкость	наличие осложнений
плотность, г/см^3	минерализация, г/л						
0.8о5-0.906	100-380	3180 7000	80 180	60 140	140-214	Соленая	АВПД

Авторами сформирован и опробован в условиях Прибортовой зоны Прикаспийской впадины типовой комплекс геолого-технологических исследований (ГТИ) для изучения геологического разреза

поисково-разведочных скважин в пределах Прикаспийской провинции (см. Табл. 2).

Таблица 2

Типовой комплекс ГТИ для изучения геологического разреза поисковых и разведочных скважин

Вид исследований			По всему разрезу			В перспективных интервалах		
Методы		Решаемые задачи	Литологостратиграфическое расчл. разреза	Выделение коллекторов	Выявление продуктивных пластов	Литологостратиграфическое расчл. разреза	Выделение коллекторов	Выявление продуктивных пластов
Обязательные методы	Геолс-геохимические методы	Макро- и микроскопия	+	+	+	+	+	+
		Фракционный анализ	+			+		
		Карбонатометрия	+			+		
		Люминисцентный анализ		+	+		+	+
		Плотность пород						
		Пористость					+	
		Газовый каротаж					+	
		Газовый анализ пластового флюида		+	+		+	+
								+
	Технолс гические измерения	Глубина	+	+	+	+	+	+
		Механическая скорость	+	+		+	+	
		Расходометрия						
		Давление раствора на входе		+			+	
				+			+	
Дополнительные методы	Геологс-геохимические методы	Инфокрасная спектрометрия	+			+		
		Элементный анализ						
		Газометрия шлама				+		
		Измерение ОВП пород						+
		Анализ пород методом ЯМР						+
		Фотокалориметрия					+	
		Изучение микровключений						
								+
								+
	Технолс ги-ческие измерения	Термометрия		+			+	
		Резистивиметрия раствора		+			+	
		Виброакустический каротаж						
		Испытание свабированием	+			+		
								+

Сопровождение процесса строительства скважин геолого-технологическими исследованиями, выполненными при разбуривании ряда поисковых площадей и месторождений в Саратовской области (Красно-Кутское, Карпенское, Ждановское, Мокроусовское и др. всего более 20 глубоких поисково-разведочных скважин), позволило обеспечить оптимизацию процесса бурения в чрезвычайно сложных геолого-технологических условиях и получить достоверную геолого-геофизическую информацию о литологическом составе пород-коллекторов и их петрофизических характеристиках.

СТРУКТУРНО-ПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ОЦЕНКЕ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ОРУДЕНЕНИЯ

Калько И.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(ildar.kalko@gmail.com)

Введение

Одной из ключевых задач при геохимических поисках месторождений полезных ископаемых на открытых территориях является оценка прогнозных ресурсов оруденения. Формальный подход к прогнозной оценке, без учета рудно-формационного типа проявления приводит к существенным ошибкам. Применение при оценке прогнозных ресурсов структурно-параметрического подхода позволяет учесть формационный тип проявления и отказаться от применения коэффициента остаточной продуктивности, доли забалансовых руд и выбора глубины, на которую распространяется оруденение. В основе подхода лежит выделение структурных зон в аномальном геохимическом поле (АГХП) и применение принципа подобия.

Фактический материал

Исследования основаны на результатах спектрального и химико-спектрального анализа проб по вторичным ореолам рассеяния, отобранных Анюйским государственным горно-геологическим предприятием, частично с участием автора.

Литохимическая съемка была проведена на территории Верхне-Яблонской металлогенической зоны по сети 500×100 м. Аналитическая база, на основе которой были проведены исследования, составила около 15 тыс. проб.

Методика исследований

На территорию, покрытую литохимической съемкой, были построены моноэлементные карты. Далее, по методике Соколова [8] в строении АГХП выделялись ядерная, промежуточная, внешняя зоны. В ядерную зону объединялись аномалии элементов, характеризующиеся пространственной корреляцией с содержаниями: Au≥0,1 г/т, Ag≥3 г/т, Pb≥500г/т, Mo≥20г/т, As≥200г/т, Zn≥ 500 г/т. В промежуточные зоны АГХП выделялись участки, прилегающие к ядерной части, на площади которых развиты средне- и слабоконтрастные аномалии рудных элементов, пространственно перекрывающиеся между собой. Внешняя зона АГХП включала пространственно разобщенные слабоконтрастные аномалии элементов. Конечная конфигурация каждой из структурных зон корректировалась с учетом геологической обстановки: в одно поле объединялись аномалии, распространенные на близких по составу и возрасту геологических образованиях или сложенные различными геологическими образованиями, прорванными одновозрастными интрузивами.

Для ядерных, промежуточных и внешних зон АГХП определялись площади, средние содержания элементов, коэффициенты концентрации, площадные и удельные продуктивности. Каждая из зон характеризовалась геохимической ассоциацией, представленной ранжированным рядом убывающих по степени концентрации элементов.

Параметры и характеристики АГХП Ю.Н. Николаев [6] увязывает по аналогии со Ю.М. Щепотьевым [3] со степенью эродированности вулканоструктур

По рассчитанным параметрам проводилась типизация выделенных АГХП. Для каждого из типов АГХП подбирался эталонный объект с известными параметрами для оценки прогнозных ресурсов методом подобия.

$$Q_{проявл} = \left(\sqrt{\frac{P_{проявл.}}{P_{этал.}}} \right)^3 \cdot Q_{этал}$$, где $Q_{проявл.}$ – оценка прогнозных ресурсов для проявления, $Q_{этал.}$ – запасы (прогнозные ресурсы) эталонного

объекта, $P_{прояв.}$, $P_{этал.}$ – площадные продуктивности проявления и эталонного объекта, полученные по вторичным ореолами рассеяния.

В принципе геохимического подобия [9] заложено утверждение, что характеристики объектов разной крупности соотносятся через коэффициент подобия (æ):

$$æ=\frac{a_{проявл.}}{a_{этал.}}=\frac{h_{проявл.}}{h_{этал.}}=\frac{L_{проявл.}}{L_{этал.}}=\frac{M_{проявл.}}{M_{этал.}}=\sqrt{\frac{P_{проявл.}}{P_{этал.}}}=\sqrt[3]{\frac{Q_{проявл.}}{Q_{этал.}}},$$

где a, h, L, M, P, Q – соответствующие параметры объектов: мощность, полная протяженность оруденения на глубину, протяженность по простиранию, линейная продуктивность, площадная продуктивность, запасы.

Общие сведения о районе работ

Район работ расположен в Чукотском автономном округе, на водоразделе рек Анадырь - Б. Анюй - М. Анюй. Рельеф территории низкогорный, участками среднегорный, интенсивно расчлененный.

Большая часть территории исследования расположена в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и лишь небольшая площадь относится к Яракваамскому поднятию и Южно-Анюйскому прогибу. Яракваамское поднятие в непосредственной близости к территории сложено вулканитами средне- и позднедевонского возраста (липариты, дациты и их туфы). Образования Южно-Анюйского прогиба представлены нерасчлененными позднеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями. Образования ОЧВП включают три структурных яруса, разделенных структурным несогласием: нижний ярус сложен раннемеловыми вулканогенными, осадочными и вулканогенно-осадочными породами; средний яруса представлен вулканогенными толщами позднего мела; верхний ярус включает в себя условно палеогеновые платобазальты. На территории выделяют позднемеловой интрузивный, меловой субвулканический комплекс. Позднемеловой интрузивный комплекс представлен габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранитами, гранодиоритами, кварцевыми сиенит-порфирами, слагающими массивы, мелкие тела и дайки. Состав субвулканических образований варьирует от базальтов до риолитов, гранит-порфиров. Они слагают штоки, купола, силлы, лакколиты. Разрывные нарушения широко распространены по всей территории работ и играют важную роль в размещении магматических образований и полезных ископаемых. Территория относится к Верхне-Яблонской металлогенической зоне и характеризуется ярко выраженной золоторудной специализацией [1].

Характеристика главных типов АГХП

Структурно-морфологические особенности АГХП тесно связаны с геологическим строением и рудно-формационной принадлежностью объектов. Во всех АГХП объектов выделяются внутренняя (ядерная), промежуточная и внешняя зоны, которые имеют различную морфологию, размеры, состав и степень концентрации главных и сопутствующих элементов.

АГХП золото-серебряных рудных полей приурочены к умеренно эродированной вулканоструктуре, сложенной верхнемеловыми вулканитами, вмещающими субвулканические тела и дайки кислого-среднего состава. Они имеют небольшие размеры (<20 км^2), эллиптически-зональную структуру, в которой выделяется узкая ядерная часть, занимающая менее 10% от общей площади. Морфология и параметры ядерных частей (выраженная линейность, протяженность 3-4 км при ширине 0,5-0,8 км) соответствуют параметрам жильных зон на объектах этого типа.

АГХП серебро-полиметаллического рудного поля приурочено к умеренно эродированной вулканоструктуре, сложенной вулканитами нижнего мела, прорванными субвулканическими и интрузивными телами. Оно характеризуется максимальными размерами ($S_{общ}$>60 км^2), изометрично, имеет полиядерную структуру, включает крупные

промежуточную и внешнюю зоны. Ядерные части относительно изометричны и отражают структурно-морфологические особенности строения жильного поля, представленного группами непротяженных жил. Ядерные части в сумме занимают около 7% от общей площади АГХП.

АГХП золото-сульфидно-кварцевой формации приурочены к краевой части ОЧВП, насыщенной интрузиями среднего-кислого состава, прорывающими нижнемеловые образования глубоко эродированной вулканоструктуры Они отличаются небольшими размерами (до 25 км^2), имеют изометричную или близкую к ней форму. Ядерные части АГХП имеют диаметр около 2 км, их доля в общей площади составляет 13-16%. Форма АГХП этого типа отвечает морфологии изометричных и линейно-изометричных штокверков с прожилковым оруденением.

АГХП собственно золотого типа приурочено к глубоко эродированной вулканоструктуре с выходами складчатого терригенного основания пояса. АГХП характеризуется небольшими размерами (<20 км^2) и имеет эллиптически-зональное строение. Отличительной особенностью АГХП является крупная ядерная часть (17 % от общей площади), невыраженная промежуточная зона (S=2 км^2, доля от $S_{общ}$ – 11 %). Эллиптическая форма ядер с соотношением осей 2,5:1 соответствует морфологии и параметрам жильно-прожилковых зон этого типа оруденения.

Строение АГХП молибден-порфирового рудного поля, приуроченного к глубоко эродированной вулканоструктуре, отражает структурно-морфологические особенности этого типа оруденения [5,7] и сходно с строением аномальных полей медно-порфировых объектов Баимского района, расположенного на сопредельной территории. Размеры АГХП (17 км^2) и его ядерной части (S<3 км^2) близки к параметрам средних по масштабу объектов этого типа.

Ассоциации ядерных частей АГХП в наибольшей степени отвечают составу развитых на их площади рудных формаций (типов оруденения).

Прогнозная оценка АГХП

Оценка масштаба запасов в прогнозируемых объектах определяется значениями площадных продуктивностей рудных элементов в АГХП. Абсолютные значения этого параметра рассматривались в увязке с конкретными типами оруденения.

Применительно к жильному (золото-сульфосольному, золото-галенит-сфалеритовому) типу оруденения величина P≈30 м^2% соответствует запасам крупного объекта (100 т, месторождение Купол). Исходя из принципа геохимического подобия, площадные продуктивности однотипных объектов различной крупности находятся в пропорциях $P_{мелк.}:P_{ср.}:P_{кр.}$ = 1:4,64:21,5. Для жильного типа золото-серебряной формации при $P_{кр} \geq 30$ м^2%, $P_{ср.}$ = 6,5-30 м^2%, $P_{мелк} \leq 6,5$ м^2%.

Аналогичным образом для золоторудных штокверковых (золото-сульфидно-кварцевого, собственно золотого) типов оруденения при значении $P_{кр} \geq 200$ м^2% (100 т Au, месторождение Весеннее [2]) площадные продуктивности для объектов смежных классов крупности составляют: $P_{ср.}$ = 43-200 м^2%, $P_{мелк} \leq 43$ м^2%.

Площадная продуктивность серебра в АГХП крупного рудного поля (Дукат [4]) с запасам 15 тыс. т составляет $P_{кр} \approx 11500$ м^2%. Исходя из рассмотренных выше пропорций, продуктивности серебра в АГХП серебро-полиметаллической формации различных классов крупности будут характеризоваться величинами: $P_{кр} \geq 8000$ м^2%, $P_{ср}$= 2000-8000 м^2%, $P_{мелк} \leq 2000$ м^2%. В указанный интервал значений площадных продуктивностей АГХП рудного поля с средним масштабом запасов серебра укладывается месторождение Гольцовое: P_{Ag} = 3000 м^2%, $Q_{Ag} \approx 2000$ т.

Площадная продуктивность свинца в АГХП данного типа, соответствующая крупному масштабу запасов, составляет $P_{кр} \approx 850$ тыс. м^2% (Дукат). Вычисленные соотношения между продуктивностями

свинца в АГХП серебро-полиметаллической формации различных классов крупности определяются значениями: $P_{кр}$≥500 тыс. м^2%, $P_{ср}$=100-500 тыс. м^2%, $P_{мелк}$≤20 тыс. м^2%. Площадные продуктивности свинца в АГХП (Р=22000 м^2%) мелкого по запасам рудного поля Гольцовое (Q≈20000 т) укладываются в соответствующий интервал. Разработанные критерии оценки коренного оруденения по параметрам ядерных частей АГХП (табл. 1) были использованы для прогноза оруденения на территории.

Таблица 1. Геохимические критерии оценки ресурсов в АГХП рудных полей

Главные и сопутствующие элементы	Параметры АГХП				
	Кс	Δq, т/м/км^2	$P_{кр}$, м^2%	$P_{ср}$, м^2%	$P_{мелк}$, м^2%
Золото-сульфосольный, золото-галенит-сфалеритовый типы					
Золото	≥ 30	≥ 0,5	≥ 30	6,5-30	1,5- 6,5
Серебро	≥ 10	≥ 20	-	-	-
Золото-сульфидно-кварцевая формация, собственно золотой тип оруденения					
Золото	≥ 100	≥ 0,5	≥ 200	40-200	10 - 40
Серебро	≥ 15	≥ 10	-	-	-
Серебро-полиметаллическая формация					
Серебро	≥ 15-100	≥ 30	≥ $8\cdot10^3$	$1{,}8\cdot10^3$-$8\cdot10^3$	$4\cdot10^2$-$1{,}8\cdot10^3$
Свинец	≥ 40	≥ 3000	≥ $5\cdot10^5$	$1\cdot10^5$-$5\cdot10^5$	$2\cdot10^4$-$1\cdot10^5$
Молибден-порфировая формация					
Молибден	10-20	30-90	1-$4\cdot10^3$		-

Оценка масштаба ресурсов молибдена в порфировых объектах по параметрам ядерных частей их АГХП представляется достаточно сложной задачей вследствие отсутствия адекватных эталонов. В месторождениях и проявлениях Баимского района молибден при уровне содержаний в рудах 0,01-0,03 % является сопутствующим компонентом меди, хотя его собственные запасы в некоторых месторождениях (Песчанка, Находка, Малыш) соответствуют масштабу крупных.

Оценка ресурсов оруденения в метрике собственных и привлеченных эталонов свидетельствует о наличие на территории перспективных АГХП, на площади которых прогнозируются средние по масштабу рудные объекты. К их числу относятся АГХП рудных полей, отнесенные к золото-сульфидно-кварцевой формации (Малышка, Китеп), собственно золотому (Пеледон) и золото-галенит-сфалеритовому типам оруденения (Токай). Перспективность АГХП подтверждена заверочными работами. В одной из штуфных проб с участка Пеледон установлены максимальные содержания золота – 878,2 г/т при содержании серебра 33,2 г/т. На рудном поле Токай канавами и скважинами вскрыты промышленные пересечения с содержаниями золота до 19,2 г/т, серебра – до 238 г/т.

Перспективность серебро-полиметаллической формации на площади работ представляется ограниченной. К средним по масштабу ресурсов серебра и свинца отнесены проявления Горностаевое и Ныркovое, на которых по результатам заверочных работ выявлены преимущественно некондиционные руды.

Вместе с тем, на площади серебро-полиметаллических АГХП Двужильного узла и проявления Горностаевое существуют предпосылки к выявлению золотого и молибден-порфирового оруденения, о чем свидетельствуют достаточно высокие площадные продуктивности золота и молибдена, благоприятные геологические условия (умеренная эродированность вулканоструктур, приуроченность к узлам пересечения глубинных разломов) и результаты заверочных работ (на площади Двужильного узла около 27% штуфных проб имеют содержания более 1 г/т золота при максимальных значениях 14 г/т).

Менее перспективными на изученной площади являются АГХП молибден-порфировой формации. Отсутствие меди в составе рудоносных образований территории не компенсируется более высоким уровнем содержаний молибдена по сравнению с промышленными объектами порфировой формации, развитыми на сопредельной территории. При прогнозируемых содержаниях 0,03 % молибдена в рудах такие объекты не соответствуют промышленным кондициям.

Главные перспективы изученной территории связаны с объектами золото-

сульфосольного типа оруденения. Выделенный по геолого-геохимическим данным Средне-Кайемравеемский золото-серебряный узел включает крупное месторождение Купол, АГХП которого по своим параметрам уступает большинству средних и даже мелких АГХП золото-сульфидно-кварцевой формации и собственно золотого типа оруденения. В этой связи, несмотря на невысокую оценку ресурсов золота в сульфосольных объектах по результатам геохимической съемки масштаба 1:50000, подтвержденную при последующей детализации, некоторые из них заслуживает дальнейшего изучения. К их числу относится проявление Прикуп, где канавами вскрыто промышленное оруденение, и проявление Морошка, уровень эрозионного среза которого оценен как верхнерудно-надрудный. В пределах Средне-Кайемравеемский узла положительную оценку получило проявление Токай. Эта оценка подтверждена литохимической съемкой М 1:10000 и горными работами.

Заключение

Параметры, получаемые для структур АГХП, позволяют достоверно определять формационную принадлежность и оценивать прогнозные ресурсы, не привлекая коэффициент α (доля забалансовых руд).

Разработанные на основе моделей эталонных АГХП геохимические критерии могут быть использованы для прогноза и оценки основных типов оруденения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско–Чукотского вулканогенного пояса. - М., Наука, 1977, 170 с.
2. *Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Егоров В.Н., Шаповалов В.С., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е.* Закономерности размещения и условия формирования Au-содержащих Cu-Mo-порфировых месторождений Северо-Востока России // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48, № 6, с. 512-539
3. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана / Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С. и др. - М., ЦНИГРИ 1989, 244 с.
4. *Колесников Д.И., Розинов М.И.* Условия формирования уникального серебряного месторождения Дукат (геология, вещественный состав рудовмещающих пород и руд) // Региональная геология и металлогения, 1999, № 3, с. 86-96
5. *Кривцов А.И.* Медно-порфировые месторождения мира. М., Наука, 235 с.
6. *Николаев Ю.Н., Аплеталин А.В.* Критерии прогнозирования золото-серебряного оруденения вулканогенных поясов по геохимическим данным / В сб. Прикладная геохимия, вып. 7, кн. 1: Минералогия и геохимия. - М., ИМГРЭ, 2005, с.202-217
7. *Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М., Наука, 1977, 200 с.
8. *Соколов С.В.* Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. - СПб, 1998, 154 с.
9. *Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. - М., Недра, 1985, 294 с.

ДВУХМЕРНОЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАРБОНАТНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Камаева М.Д.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Седиментологическое моделирование процессов карбонатного осадконакопления является актуальной задачей вследствие необходимости учета этих процессов при проектировании нефтяных скважин. Кроме того, моделирование различных этапов развития региона с учетом процессов карбонатного осадконакопления позволяет уточнить геологическое строение и историю развития региона, а также уменьшить время и повысить точность обработки и интерпретации геофизических данных.

Для решения задачи двухмерного седиментологического моделирования карбонатного осадконакопления была разработана и реализована в виде программного модуля модель карбонатного осадконакопления. Разработка программного модуля выполнена в среде Borland C++ Builder 5.

В разработанной модели учтены следующие процессы: рост рифовых построек, волновое воздействие на рифовые постройки, отложение обломочных карбонатов, отложение пелагических карбонатов, снос терригенного материала в бассейн осадконакопления. Рост рифовой постройки определяется изначальной скоростью ее роста, освещенностью и мутностью среды. Отложение обломочных карбонатов определяется уровнем волнового воздействия, объемом рифовой постройки, находящимся ниже уровня волнового воздействия. Отложение пелагических карбонатов определяется скоростью осаждения карбонатных частиц, критической глубиной карбонатной компенсации.

На основе разработанного программного модуля были построены модели различных видов карбонатных платформ – рампов, исследована зависимость геометрии карбонатных платформ от значений входных параметров моделирования.

Были построены и исследованы модели ряда объектов Восточно – Черноморского региона: Вала Шатского (рис. 1),

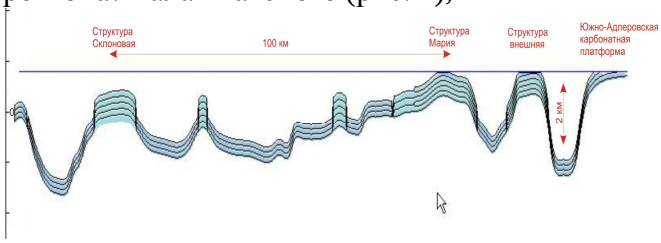


Рис. 1. Строение вала Шатского по результатам моделирования.

рифовой постройки Мария (рис. 2),

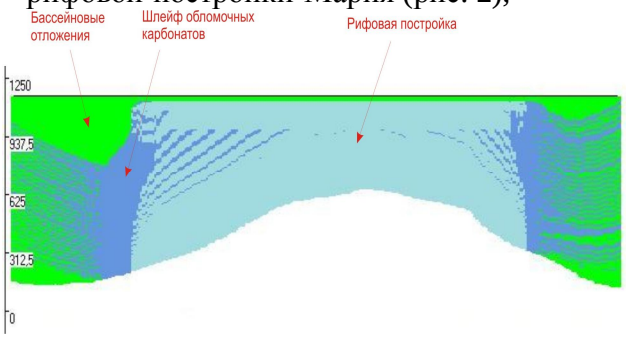


Рис. 2. Строение рифовой структуры Мария по результатам моделирования.

Хадыженского рифового пояса. Полученные на основе моделирования профили геологического строения в целом соответствуют теоретическим представлениям о строении этих объектов (рис. 3, 4).

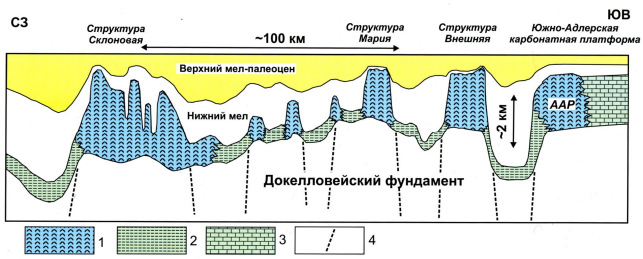


Рис. 3. Теоретические представления о строении вала Шатского (Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н., 2007)

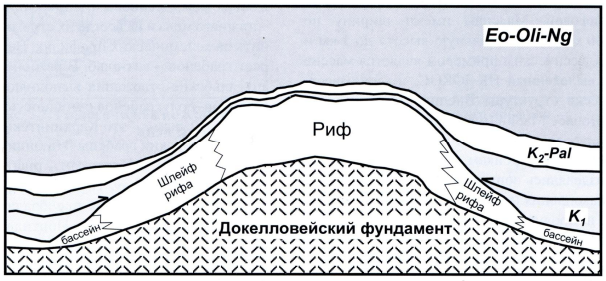


Рис. 4. Теоретические представления о строении рифовой структуры Мария. (Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н., 2007)

Анализ результатов исследования процессов карбонатного осадконакопления на основе разработанной модели и их соотнесение с теоретическими представлениями показали, что модель отражает основные особенности процессов карбонатного осадконакопления и может использоваться для моделирования реальных объектов.

НЕОТЕКТОНИКА И НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА БЕЛАРУСИ

Карабанов А.К.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск

Современные представления о геологическом строении и неотектонике территории Беларуси базируются на результатах многолетних исследований белорусских геологов, основой которых был традиционный подход к изучению проблем эволюции земной коры и формированию месторождений полезных ископаемых. В то же время за последние 10-15 лет утвердился новый подход к изучению геологических структур, основанный на положениях геодинамики. Именно геодинамический подход дал возможность выявить основные черты неотектонической эволюции земной коры территории Беларуси.

Применительно к территории Беларуси важным рубежом является начало позднего олигоцена, когда произошло отступление последнего морского бассейна. С этим рубежом связаны геодинамические события глобального уровня - начало позднеальпийской эпохи тектогенеза, закрытие западной ветви палеоокеана Тетис. По геологическим данным для неотектонического этапа развития рассматриваемого региона характерны три геологические формации: терригенная буроугольная формация в объеме верхнего олигоцена – среднего миоцена; терригенная глинисто-алевритовая формация в объеме верхов среднего миоцена – нижнего плейстоцена; терригенная ледниковая формация в объеме среднего-верхнего плейстоцена. Границам между названными формациями отвечают фазы тектонической активизации, которые приходятся на вторую половину среднего миоцена и средний плейстоцен.

На территории Беларуси в позднем олигоцене-квартере сформировался новый структурный план, в значительной степени наложенный по отношению к структурам фундамента и платформенного чехла. Площадь региона в основном оказалась расположенной в пределах неотектонической Балтийско-Белорусской синеклизы, и двух смежных с ней неотектонических структур: Воронежско-Тверской антеклизы, Десненской седловины. К структурам регионального уровня на территории Беларуси относятся Смоленская и Припятская ступени, Березинский и Воложинский структурные заливы, Нарочанско-Плещеницкая седловина, Полоцкая депрессия [1]. Крупные новейшие структурные формы осложнены многочисленными малоамплитудными поднятиями и опусканиями субрегионального и локального уровня. Размеры самых крупных из них достигают первых десятков километров. К таким структурам относятся Ошмянский, Нарочанский, Плещеницкий купола (Нарочанско-Плещеницкая седловина), Дрогичинский и Червоноозерский структурные носы, Лельчицкий выступ (Припятская ступень), Кричевский и Лоевский выступы (Смоленская ступень). Количество более мелких (до нескольких км в поперечнике) локальных структур исчисляется сотнями. Локальные структуры подразделяются на впадины (синклинали, мульды), поднятия (купола, брахиантиклинали, антиклинали, валы), флексуры, ступени. Неотектонические структуры (пликативные и разрывные) образуют три основных группы: унаследованные формы (продолжающие развитие без длительного перерыва либо возрожденные, постумные); наложенные (испытавшие тектоническую инверсию); новообразованные (не обнаруживающие отчетливо выраженной прямой либо обратной зависимости от более древних структурных форм).

Имеется достаточно много данных, подтверждающих влияние новейших

тектонических процессов на строение кайнозойских отложений и формирование рельефа земной поверхности. Выявлены примеры малоамплитудных неотектонических ступеней, флексур, нередко наследующих структуру более глубоких горизонтов платформенного чехла (Шестовичско-Сколодинская, Наровлянско-Ельская ступени и др.). Ширина таких ступеней изменяется от 6-8 до 50-60 км, амплитуда смещений по разломам достигает 25-40 м. Характерной чертой новейших форм на северо-западе и севере Беларуси является их связь с блоковой структурой более древних образований платформенного чехла. К ограничивающим блоки разломам часто приурочены глубокие эрозионные врезы, нередко локальные структуры проступают в рельефе (морфоструктуры). Многие из морфоструктур сформировались в среднем и позднем плейстоцене. Особую группу представляют локальные формы (купола, брахиантиклинали, валы), развивающиеся как отраженные складки над растущими соляными поднятиями (криптодиапирами) либо наследующие суброзионные мульды проседания. К числу признаков новейшей активизации процессов галокинеза и суброзии относятся: формирование залежей бурого угля (буроугольная формация) и локальных линз озерных глин (глинисто-алевритовая формация) мощностью до нескольких десятков м в понижениях суброзионного и компенсационного генезиса; деформация слоев над сводами соляных поднятий (Первомайского, Александровского и др.), локализацию над некоторыми из таких поднятий (Первомайское, Сосновское и др.) карстовых озерных котловин глубиной до 10 м либо заторфованных понижений (оз.Святое и др.); широкое распространение отчетливо выраженных на поверхности позднеплейстоценовых зандровых и озерно-аллювиальных равнин локальных морфоструктур, отражающих до 85% от общего числа соляных поднятий; проявление большинства соляных структур в рисунке современной гидросети.

На формирование неотектонических структур оказали влияние явления гляциоизостатической природы. Установлен ряд геолого-геоморфологических признаков гляциоизостатических движений, в том числе деформации средне- и позднеплейстоценовых аллювиальных свит в долинах Днепра и Немана на участках, примыкающих к границе распространения последнего ледникового покрова; перекосы позднеплейстоценовых аллювиальных, зандровых и озерно-ледниковых террасовых уровней (Полоцкое приледниковое озеро, верхние террасы в долинах Немана у Гродно и Днепра у Орши); инверсия стока поверхностных вод, изменение характера гидросети в позднем плейстоцене; разрывы и флексурообразные изгибы моренных и других горизонтов в полосе краевых ледниковых образований. Максимальная амплитуда гляциоизостатических деформаций характерна для береговых линий Полоцкого озерно-ледникового водоема (до 40 м).

Формирование новейших структур повлияло на эволюцию гидрографической сети и характер подземной гидросферы. Судя по неотектоническим и палеогеографическим данным, окончательное оформление рек бассейна Балтийского моря произошло в среднем плейстоцене (в миоцене, плиоцене и раннем плейстоцене сток осуществлялся на юг и юго-запад, в сторону наиболее опущенных участков Мазурской и Подлясско-Брестской впадин и Припятского прогиба). Следствием формирования неотектонической Литовско-Эстонской моноклинали и появления нового регионального уклона стало изменение направления и скорости движения подземных вод. Значительное воздействие на подземную гидросферу Беларуси оказали материковые оледенения, воздействие которых предопределило перестройку верхней гидродинамической зоны и структуры слоя пресных подземных вод.

Характерными чертами киммерийско-

альпийского тектогенеза территории Беларуси является новейшая и современная активизация многих разломов доплатформенного и платформенного заложения. Такая унаследованность и ремобилизация образовавшихся ранее разрывных структур объясняется характером поля напряжений, обусловленным развитием коллизионных процессов на южном фланге Евразийской литосферной плиты Активизированные фрагменты разломов образуют неотектонические флесурно-разрывные зоны, которые проступают в структуре верхнеолигоцен-четвертичных отложений, нередко прослеживаются в современном рельефе, контролируют распределение эпицентров землетрясений. Геолого-геоморфологические данные свидетельствуют о значительном влиянии новейшей разломно-блоковой тектоники как на формирование структуры новейших отложений, так и современного рельефа. Признаками такого влияния служат совпадение активных разломов и карстовых форм, выполненных отложениями буроугольной формации; парагенез конечно-моренных возвышенностей, других краевых ледниковых образований с активными разломами (Ошмянским, Налибокским, Шестовичским и др.); нарушения первоначального залегания отложений, выраженные уступами, флексурами, разрывами слоев; резкое изменение мощности и/или состава отложений на разных крыльях активного разлома; локализация над разломом тектоно-ледниковых форм рельефа - озовых и инъективных озоподобных гряд, совпадающих с ним по простиранию и сформировавшихся в трещинах мертвого льда; расположение непосредственно над разломом гляциодислокаций и эрозионных врезов.

Каковы главные геодинамические факторы, обусловившие характер неотектонической эволюции земной коры территории Беларуси? К геодинамическим факторам глобального уровня, определявшим формирование крупнейших тектонических структур рассматриваемого региона, следует отнести геодинамические процессы на внешних границах Евразийской литосферной плиты, выразившиеся в развитии Альпийско-Карпатского коллизионного орогена. К факторам регионального уровня относятся континентальный рифтогенез в Восточной Балтике и воздействие плейстоценовых ледниковых покровов [2].

Литература

1. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К., Палиенко В.П., Шляупа А.И. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника 1999, № 5. С. 3–14.

2. Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. – Мн.: Беларуская навука, 2009. – 172 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Каратаев Г.И., Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Мясников О.В.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, german@nature.basnet.by

Введение

Выдающийся кормчий планетарной тектоники академик Виктор Ефимович Хаин большое внимание уделял наименее изученному материку Антарктида, которому посвятил специальный том своего уникального труда «Региональная геотектоника». Уже несколько лет подряд в Восточной Антарктиде на Земле Эндерби работает белорусская группа в районе горы Вечерняя восточнее российской станции Молодежная [2]. В частности, в 54-ой Российской антарктической экспедиции 2008/2009 гг. впервые от Беларуси принял участие геолог О.В.Мясников. На Вечернегорской площади были выполнены маршрутные гравиметрические рейсы, маршрутные геологосъемочные работы с отбором образцов горных пород, рекогносцировочные работы в качестве основы проектирования локальных геодинамических полигонов для изучения вековых вариаций во времени гравитационного и магнитного полей, обусловленных тектонофизическими процессами [7]. Одновременно в Институте природопользования НАН Беларуси обобщались материалы по региональным геолого-геофизическим исследованиям Земли Эндерби при консультации со специалистами ВНИИОкеангеологии (Санкт-Петербург) во главе с Г.Л.Лейченковым. В настоящей статье приводятся результаты выполненных в 2008-2010 годах на Земле Эндерби региональных и детальных геолого-геофизических исследований.

Региональные исследования

При изучении тектоники Земли Эндерби мы использовали существующие схемы тектонического районирования Антарктиды [3-6, 9-11, 14].

По материалам большинства исследователей восточнее района работ белорусской антарктической группы выделяется архейский протократон, стабилизировавшийся 2,8–2.5 млрд лет тому назад.

Земля Эндерби имеет ярко выраженное блоковое строение, обусловленное неравномерностью развития древних подвижных докембрийских террейнов и обновленное на фанерозойском этапе платформенного развития, особенно в новейшее время, связанное с формированием современной пассивной континентальной окраины. Центральная часть гор Земли Эндерби сложена, в основном, метаморфическими породами гранулитовой фации архейского (3,9-3,0 млрд лет) чарнокит-эндербитового комплекса Нейпирского террейна, окруженного с запада, юга и востока чарнокит-гранулитовым поясом Рейнерского террейна протерозойского возраста [9].

В докембрии Земля Эндерби и Восточные Гаты в Индостане составляли единое целое [14], что позволяет использовать геолого-геофизические материалы по Восточным Гатам [15] для понимания тектоники Земли Эндерби. Это явилось основой для тектонического районирования территории Земли Эндерби по картам аномалий гравитационного и магнитного полей [1].

Установлено, что гравитационное и магнитное поля Земли Эндерби принципиально дают одну и ту же картину районирования, но по магнитному полю – с большей проработанностью деталей из-за разномасштабности съемок. Согласно районированию аномального магнитного поля Земли Эндерби территория исследования разбивается на три субширотные зоны: Вечернегорско-

Нейпирскую, Улафско-Североэндербийскую и Щукинско-Южноэндербийскую, разделенные Красинско-Вернадской зоной северо-восточного простирания, при чем заметим, что структура всех четырех зон существенно различна. Так, для Вечернегорско-Нейпирской зоны характерны интенсивные положительные магнитные аномалии; Улафско-Североэндербийская зона представляет собой региональный минимум; Щукинско-Южноэндербийская зона выделяется по слабоинтенсивным в основном крупным по площади положительным аномалиям, перемежающимися с минимумами. Красинско-Вернадская зона характеризуется локальными максимумами и минимумами разной ориентировки, которые в целом имеют северо-восточное простирания. Заметим, кроме того, что Вечернегорско-Нейпирской зоне отвечает тип магнитного поля, который характерен для участков развития древних гранулитовых образований. На рис. 1 дана схема районирования территории Земли Эндерби по комплексу гравитационных и магнитных аномалий.

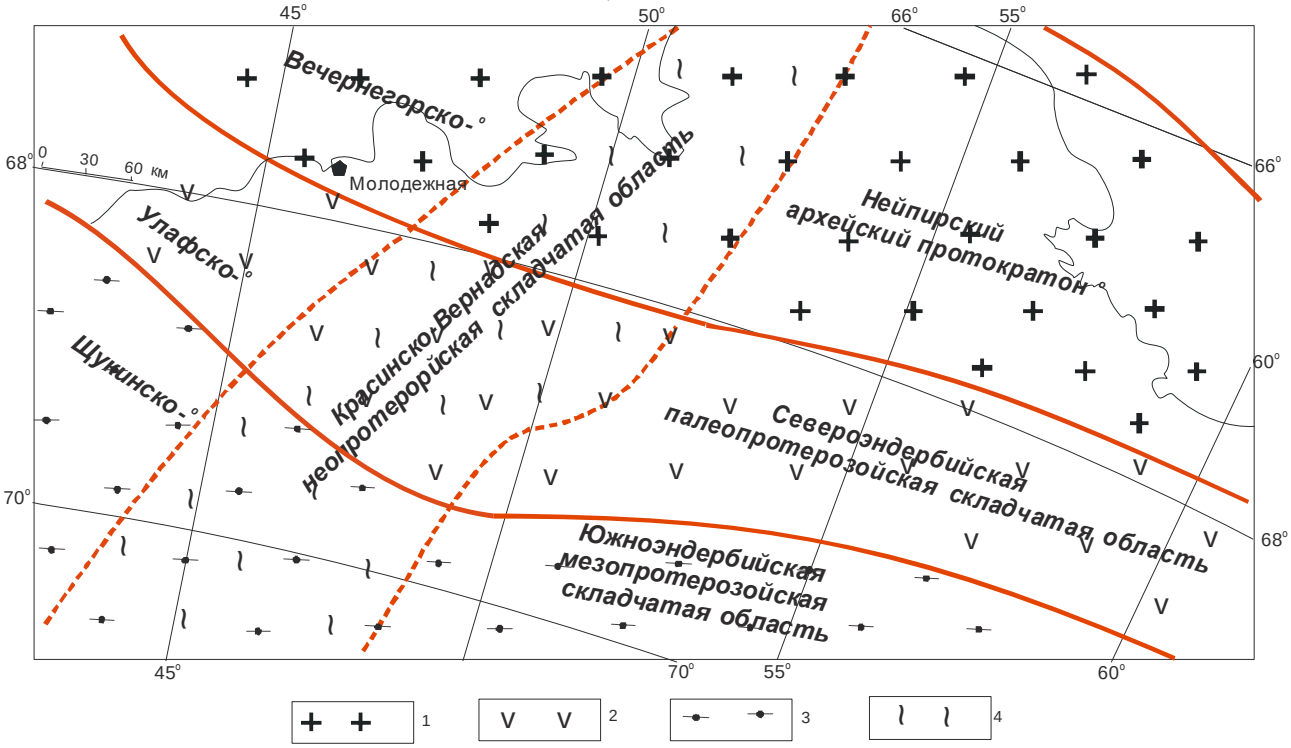


Рис. 1. Схема тектонического районирования Земли Эндерби 1 - архейский протократон; 2 – палеопротерозойская складчатость; 3 – мезопротерозойская складчатость; 4 – неопротерозойская складчатость

Следуя в целом представлениям Е.В.Михальского [10,11] о характере формирования фундамента Восточной Антарктиды, развитие тектонических событий на территории Земли Эндерби можно представить в следующей последовательности. Вдоль северо-восточной окраины Антарктического материка расположена древнейшая архейская дугообразная Вечернегорско-Нейпирская структура, стабилизировавшаяся 2,8-2,5 млрд лет назад. В протерозое последовательно сформировались две параллельные складчатые системы - сначала в палеопротерозое к 1,8-1,6 млрд лет Улафско-Североэндербийская, а затем в мезопротерозое около 1,15 млрд лет и Щукинско-Южноэндербийская.

К 0,7 млрд лет образовалась северо-восточная Красинско-Вернадская складчатая система, секущая все три субширотные дугообразные структуры.

Такое последовательно дугообразное развитие тектонических событий хорошо согласуется с циркумполярной структурой

Антарктиды, ее округлой формой и с характером расположения сейсмического пояса [1].

В этом аспекте геодинамическая модель формирования тектонической структуры Земли Эндерби представляется в следующем виде. К началу среднего архея в результате магматизма основного-ультраосновного ряда, гранитизации и метаморфизма в гранулитовой фации на объединенной территории Восточной Антарктиды и Индостана сформировался Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирский гранито-гнейсовый кратон. Дальнейшее наращивание вокруг него континентальной коры и позднейшие преобразования вещества под влиянием ультраметаморфизма, гранитизации и последующей активизации коры к концу архея завершилось становление зрелой континентальной коры. При этом в среднем протерозое вокруг Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирского кратона сформировался Улафско-Североэндербийско-Куддапахский подвижный пояс – прогиб. В позднем протерозое, характерном формированием подвижных поясов, возник Индо-Антарктический субширотный вулкано-плутонический пояс рифтогенного происхождения, разделивший Восточно-Гатско-Вечернегорско-Нейпирский гранито-гнейсовый кратон на две части: Восточно-Гатскую и Вечернегорско-Нейпирскую. В последующем этот пояс, в силу активных горизонтальных движений перерос в спрединг, в конечном итоге разорвавший Антарктический и Индийский континенты. Реликты этого спрединга сегодня мы видим в виде сейсмического пояса [1]. По всей вероятности, и надвиг Восточно-Гатской системы на Куддапахскую впадину произошел по этой же причине. Следуя аналогии, можно ожидать, что такого рода надвиг имеет место и между Вечернегорско-Нейпирской и Улафско-Североэндербийской структурами Восточной Антарктиды.

Геологическое строение территории горы Вечерней

В сезон 2008-2009 г.г. на Вечернегорской площади (Земля Эндерби), расположенной в пределах 67038,7′ S÷ 67041,0′ S и 46002,7′ E ÷ 46014,0′ E, геологом группы белорусских участников 54-ой РАЭ выполнены маршрутные геолого-съёмочные работы и профильные гравиметрические рейсы. Обнаженность территории исследований составляет более 65% [7].

В строении докембрийского кристаллического основания территории выделяются четыре основных петрографических и геоэлектрических вида, соответствующие четырем геохронологическим рубежам. Данные абсолютного возраста пород приводятся по Э.С.Греву, которым районе «Гора Вечерняя» была выполнена геологическая съёмка [16,17].

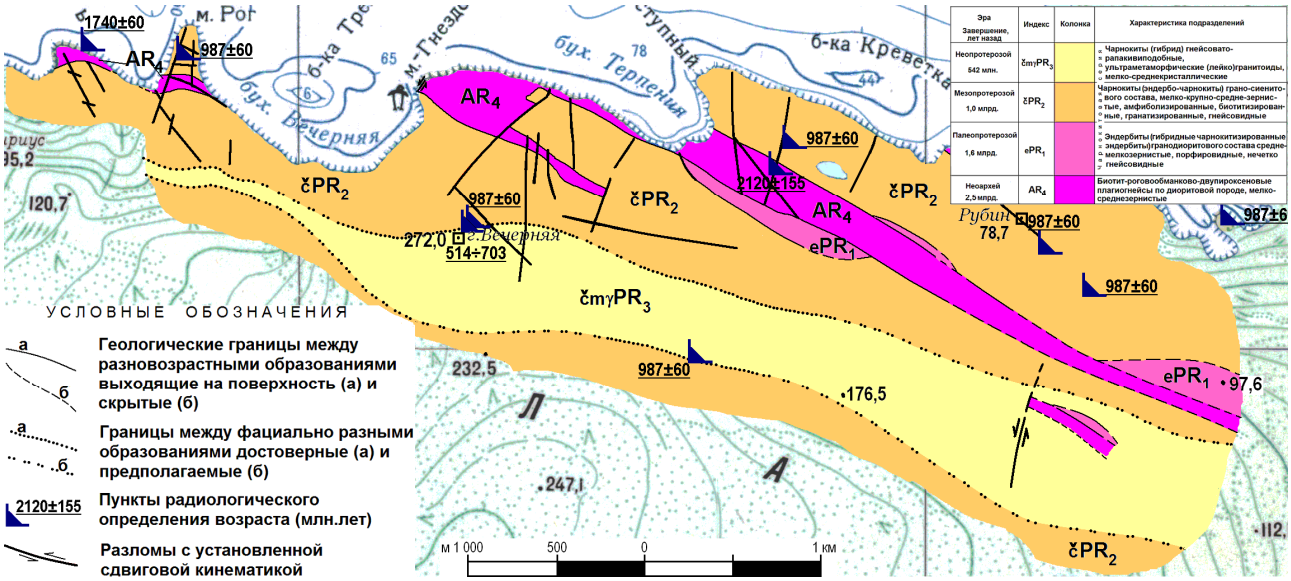


Рис.2 Геологическаякарта района горы Вечерней

Неоархейский (AR_4) возраст биотит-роговообманково-двупироксеновых плагиогнейсов, имеющих подчиненное распространение в северной части Вечернегорской площади, определен в центральной части территории (Рис. 2.). Плагиогнейсы представлены линейно вытянутыми, прерывисто простирающимися останцами, ксенолитами первично-магматических пород среди толщи эндербитов и чарнокитоидов.

Эндербиты (ePR_1) встречены в центре и на востоке территории, где образуют линзовидные тела мощностью 100-200 м на южном и 50-100 м на северном контактах с архейскими плагиогнейсами и протяженностью около 1 км. Поскольку эндербиты занимают стратиграфически согласное положение между плагиогнейсами неоархея и чарнокитами мезопротерозоя, являясь членом последовательного ряда метасоматической трансформации протолита в чарнокиты, то их возрастное положение, предположительно, отвечает палеопротерозою.

Мезопротерозойский возраст эндербито-чарнокитоидной толщи ($čPR_2$) определен в различных точках территории. Чарнокиты занимают доминирующее положение в строении Вечернегорской площади. Толща сочленяется с более древними «подстилающими» архейскими плагиогнейсами и неопротерозойскими эндербитами. Характер контакта с архейским протолитом имеет вид облекания, а с эндербитами: четкая граница плавления.

Господствующие высоты, ядро территории сложены, в основном, разностями струйчатых, порфировидных, рапакивиподобных пород. Возраст чарнокитовой гнейсовато-рапакивиподобной ультраметаморфической толщи ($čmγPR_3$) соответствует неопротерозойскому времени. Со "струйчатыми" мигматитами постепенными переходами связаны граниты [8].

Стерилизация состава пород в процессе гранитизации – металлогеническая основа размещения полезных ископаемы. В этих условиях, по геохимическим данным выявлены железо-титановая минерализация магматогенной и метаморфогенной (скарноидной) серий и встречены гранаты типа пироп, обладающие оптическими свойствами.

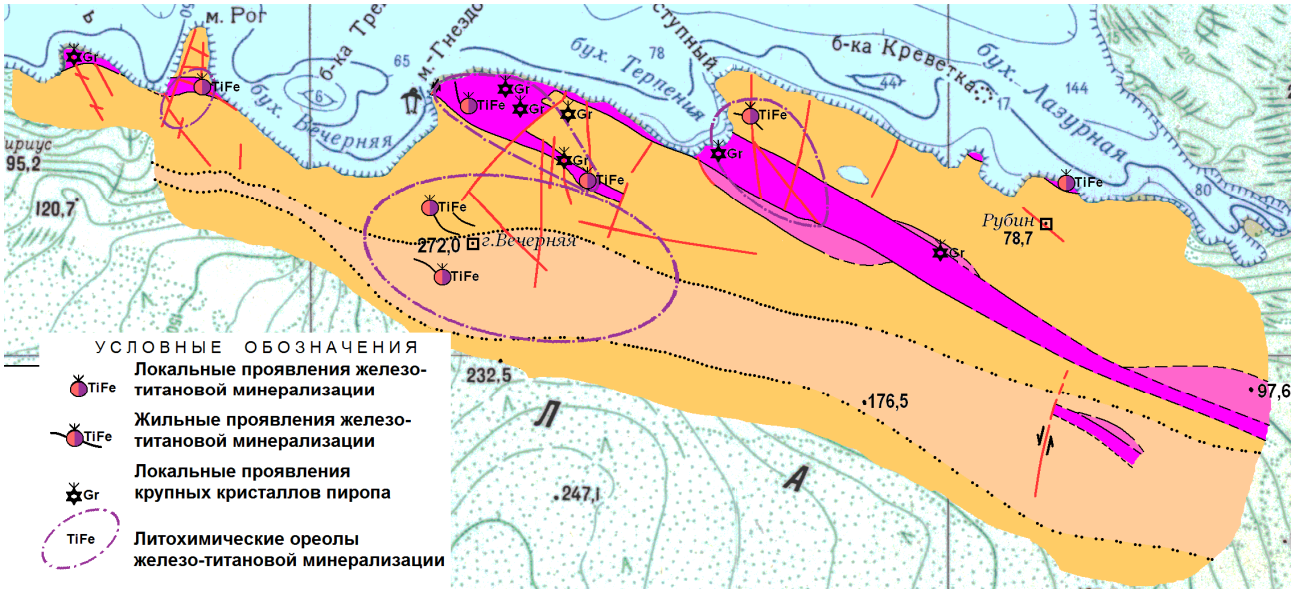


Рис.3. Карта геохимических признаков полезных ископаемых.

Судя по размерам, формам и незавершенности геологических тел по простиранию это рудимент более крупной линейной структуры, которая развивалась по типу зонального чарнокито-гнейсового комплекса. Зональное строение чарнокитов установлено на Шарыжалгайском чарнокитовом комплексе (более 2 млрд лет), где купола перемещались вверх, вытесняя и замещая толщи кристаллосланцев. [12], и на макроуровне: вмещающий ортогнейс →переходная зона →лейкократовая зона →чарнокит в ядре [13]. Контакты не интрузивные, а являются результатом трансформации и непосредственного плавления гнейса под влиянием внешних флюидов [14].

Литература

1. Атлас Океанов. Антарктика // ГУ навигации и океанографии Министерства обороны РФ, Государственный научный центр РФ, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, СПБ. 2005.20 с.
2. *Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В., Солодилова В.В.* Белорусская антарктическая станция: планы и первые результаты геолого-геофизических исследований // Материалы XLII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли». Москва, 03-06 февраля 2009. С.119-124.
3. *Грикуров Г.Э., Михальский Е.В.* Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Российский журн. Наук о Земле. 2002. Т.4, № 4. С.247-257.
4. *Иванов В.Л., Каменев Е.Н.* Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: Недра, 1990, 232 с.
5. *Каменев Е.В.* Структурно-минерагеническое районирование Антарктиды // Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: 1990. С. 15-40.
6. *Каменев Е.Н.* Основные черты геологии и эволюции Антарктического щита в докембрии. Автореф. дис. д-ра г.-м. наук. Л.: Наука, 1991, 32 с.
7. *Каратаев Г.И., Мясников О.В.* Рекогносцировочные геофизические исследования Белорусской антарктической экспедиции 2008/2009 годов. Літасфера. 2010. №1(32). С.111-115.
8. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические аспекты эволюции Карельского массива в палеопротерозое //ДАН, 2001. Т. 381.№ 1. С. 97-102.
9. *Лейченков Г.Л.* Изучить геологическое строение и оценить ресурсный потенциал Антарктиды и прилегающей части континентальной окраины // ВНИИОкеангеология РФ. СПБ. 2003.
10. *Михальский Е.В.* Тектоника Антарктиды во взглядах Российских исследователей //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т.82, вып.5. С.56-63.
11. *Михальский Е.В.* Тектонические провинции Антарктического щита в свете формирования суперконтинентов докембрия // Материалы XL Тектонического совещания

«Фундаментальные проблемы геотектоники», Т.2. М.:ГЕОС. 2007. С.29-32.
12. *Перчук Л.Л.* Глубинные флюидные потоки и рождение гранита. Соросовский образовательный журнал, №6, 1997.
13. *Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Геря Т.В.* Уникальные реакционные структуры и режим щелочей при образовании пятнистых чарнокитов. Вестник МГУ, серия 4, Геология, № 2, 1997, стр. 24-33.
14. *Туре Ж.Л.Р.* Перенос флюида/расплава из мантии в нижнюю кору при гранулитовом метаморфизме. Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1357—1370.
15. *Харченко Г.Е.* Глубинное строение земной коры Индийского щита // Киев: Наукова думка. 1985.
16. *Grew E.S.* Precambrian base ment at Molodezhnaya Station, East Antarctikca. 1978. Geological Society of America Bulletin, v.89. P.801-813.
17. *Grew, E. S. & Manton, W. I.* Geochronologic studies in east Antarctica: ages of rocks at Reinbolt Hills and Molodezhnaya Station. 1981. Antarctic Journal of the United States, v.16,№5. P.5-7.

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗЕМЛИ ЭНДЕРБИ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

Каратаев Г.И., Венцелидес Т.В., Голобоков С.В.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск,Беларусь
(german@nature.basnet.by)

Первые исследования глубинного строения земной коры Восточной Антарктиды были выполнены советскими геофизиками из МГУ П.А. Строевым, С.А.Ушаковым и А.И.Фроловым в шестидесятых годах XX века [11, 14]. При этом в районе Земли Эндерби мощность земной коры оценена примерно 33-38 км, с точностью 3-4 км.

В последующем группа российских геофизиков продолжила изучение глубинного строения земной коры Антарктиды [4,5, 7-9]. На основе комплексирования данных глубинного сейсмического зондирования и гравитационного поля, материалов по геоиду, полагая изостатическую уравновешенность структур Антарктиды размером более 100 км, считая, что земная кора сложена тремя слоями: верхним (5,7-6,3 км/с; 2,6-2,8 г/см^3), средним (соответственно 6,4-6,7; 2,8-2,9) и нижним (6,8-7,4; 2,9-3,1), авторы построили схему мощности земной коры и ее основных слоев и оценили вклад каждой составляющей земной коры в гравитационное поле. В результате гравитационного моделирования показано, что подкоровое вещество в целом для всей Антарктиды более или менее однородно. Плотность вещества верхней мантии для континентальной части Земли Эндерби равна3,24-3,32 г/см^3, а для прибрежной 3,36-3,40 г/см^3. Поскольку считается, что нормальная плотность мантии для континентов около 3,35 г/см^3, то для Земли Эндерби подкоровое вещество следует считать разуплотненным.

Санкт-петербургскими геофизиками непосредственно для Земли Эндерби по профилю, проложенному по меридиану 53^o от 68-ой параллели через долину Бугаева и горы Нейпир в сторону моря Содружества до 65-ой параллели, была построена оригинальная модель земной коры, с последовательной сменой типа разреза в северном направлении. Мощность земной коры по этой модели уменьшается в сторону моря Содружества от 42 км на материке до 10-12 км в море Содружества [10].

Используя приведенные данные, в основу наших исследований глубинного строения земной коры и верхней мантии непосредственно Земли Эндерби положены следующие представления. Поскольку Земля Эндерби в докембрии составляла единое целое с Восточно-Гатским щитом Индостана [12] и относится к тому же тектоническому классу, что и Восточно-Европейская платформа, то закономерности в строении земной коры и верхней мантии этих структур вполне могут быть аналогичны таковым и на территории Земли Эндерби. В связи с этим для изучения глубинного строения литосферы Земли Эндерби нами были использованы данные глубинных сейсмических зондирований по западной и южной части Восточно-Европейской платформы [2] и по Восточным Гатам [13].

В частности, использована классификация земной коры по типам ее глубинного строения, разработанная для запада Восточно-Европейской платформы [2], в которой последовательно выделены следующие типы: *Тип А*: мощность нижнего «базальтового» слоя (b) существенно больше мощности среднего «диоритового» (d) и верхнего «гранитного» (g) слоев, b >> d, b>> g; значительная мощность земной коры (более 55 км); в рельефе граница Мохо выполнена крупной впадиной с амплитудой порядка 15 км; высокая намагниченность вещества нижней части земной коры – более 4-5 А/м, плотность 2,95-3,05 г/см^3; магнитное поле:

региональная интенсивная положительная аномалия, локальное поле - интенсивное положительное сильно изрезанное, насыщенное мелкими аномалиями, чаще всего разной, но иногда единой ориентировки; гравитационное поле: региональные интенсивные либо положительные, либо отрицательные аномалии, локальные - разно ориентированные, реже линейные аномалии того и другого знака. Аналог - Гайсинский и Винницкий блоки Украинского щита.

Тип B: b>d, b>g; мощность земной коры около 55 км; в рельефе границы Мохо – впадина (амплитудой около 10-12 км) с горстообразной локальной структурой в центральной части; существенная намагниченность вещества нижней части коры (около 4,0 А/м), плотность 3,00-3,15 г/см^3; магнитное поле: региональная умеренной интенсивности положительная аномалия, локальное поле резко дифференцированно, преимущественно положительное; гравитационное поле: региональное – неопределенно расплывчатое, локальное – положительные и отрицательные аномалии разной формы и ориентации. Аналог – Новоград-Волынский блок Украинского щита.

Тип C: b≈d; b≈g; мощность земной коры около 50 км; рельеф границы Мохо носит резко выраженный ступенчатый характер с амплитудами до 15 км; намагниченность вещества нижней части коры средняя – около 3,0 А/м, плотность 2,82-2,97 г/см^3; магнитное поле: региональная отрицательная аномалия средней интенсивности (500-1500 нТл), локальное поле выражено редкими, как правило, слабоинтенсивными положительными и отрицательными аномалиями; гравитационное поле: относительно слабо пониженное отрицательное региональное поле, локальное поле – разбросанные, разно ориентированные, аномалии разного знака и интенсивности. Аналог - Приднепровский блок Украинского щита.

Тип D: b < d, b < g; мощность земной коры около 45 км; рельеф границы Мохо субгоризонтальный, пологий, возможны ступени не более 5 км; намагниченность вещества нижней части коры умеренная – около 2,0 А/м, плотность 3,00-3,10 г/см^3; магнитное поле: интенсивная отрицательная региональная аномалия (свыше 2000 нТл), локальное поле выражено относительно положительными и отрицательными аномалиями слабой интенсивности; гравитационное поле: существенно отрицательная региональная аномалия, локальное поле – множество отрицательных аномалий. Аналог – Кировоградский блок Украинского щита.

Тип E: b<<d, b<<g; мощность земной коры меньше 40 км; в рельефе границы Мохо – поднятие с амплитудой 8-10 км; намагниченность вещества нижней части коры слабая – до 0,5 А/м, плотность около 3,00 г/см^3; магнитное поле: интенсивная отрицательная региональная аномалия, локальное – интенсивные отрицательные и положительные аномалии различной формы, приуроченные главным образом к периферии региональной аномалии; гравитационное поле: региональная интенсивная отрицательная аномалия, локальное – хаотически разбросанные отрицательные аномалии. Аналог – Коростенский блок Украинского щита.

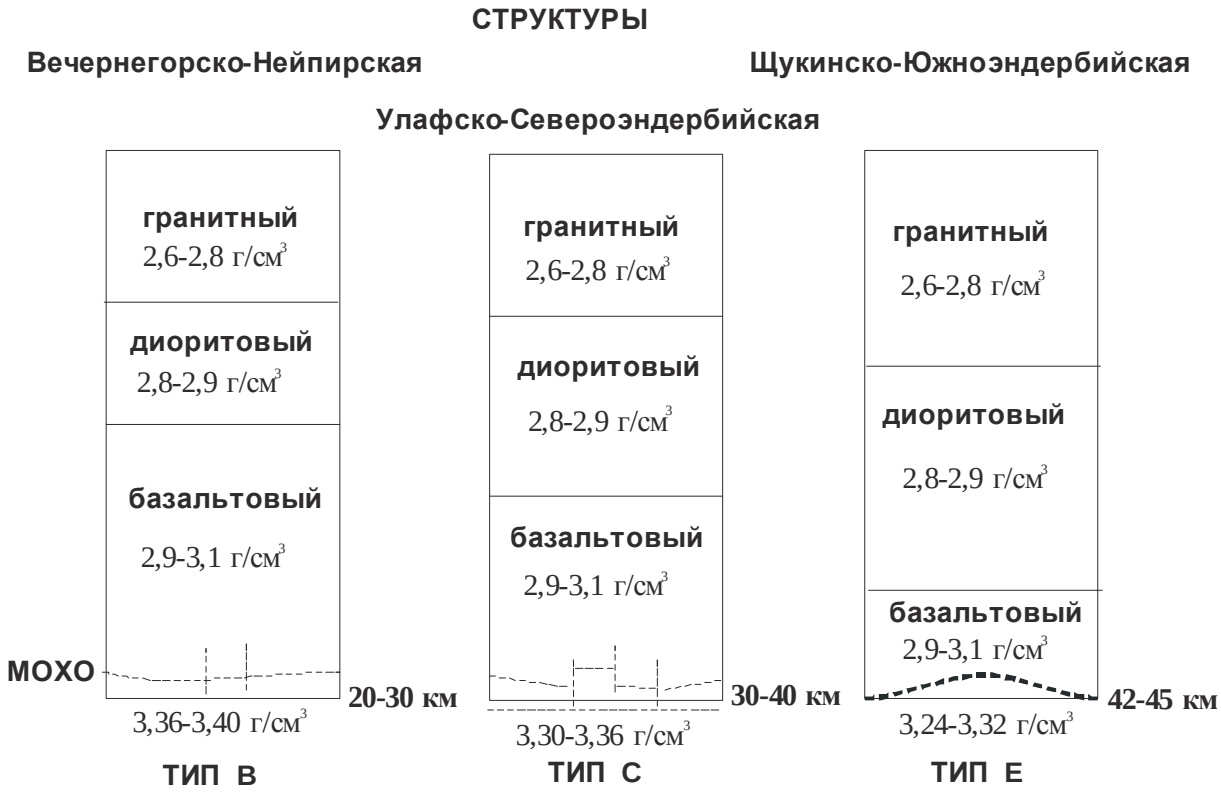
При этом каждый геофизический тип в этой последовательности соответствует геологическому характеру развития земной коры: **A** – ядра древнейшей консолидации, раннеархейские чарнокит-гранулитовые пояса, блоки. **B** – ядра древнейшей консолидации, существенно переработанные в протерозое, области вторичной магматической переработки блоков древнейшего основного магматизма. **C** – кора незавершенной стадии развития, подвижные сооружения свекофеннского типа, структуры зеленокаменных поясов. **D** – кора незавершенной стадии развития с интенсивной активизацией, области раннепротерозойской гранитоидной

переработки и активизации. **E** – зрелая консолидированная кора, области платформенной магматической активизации.

Дополнительно выделены два типа вне вышеизложенной классификации, а именно: *Tun F*: b≈d≈g; две границы Мохо, залегающие на глубинах 50-53 км (раннего формирования) и 35-40 км (более позднего формирования). Данный тип коры соответствует палеорифтовым структурам. *Tun G*: b≈d; мощность коры 40-55 км; крупные ступени в рельефе Мохо с амплитудой 5-15 км, намагниченность нижних слоев коры до 5 А/м и более; плотность – до 2.95-3.07 г/см^3; вещественный состав низов коры - базальтоидный. Характерен для шовных зон.

На основании этой типизации, используя схему тектонического районирования Земли Эндерби, представленную в статье [3] данного сборника тезисов, а также материалы глубинных сейсмических зондирований по профилю, пересекающему самый восточный фланг Дарварской системы (Центральный блок), Куддапахскую впадину и Восточно-Гатскую систему [13], были разработаны плотностные модели основных блоков земной коры Земли Эндерби.

Эти модели были применены в качестве начальных разрезов литосферы при гравитационном моделировании глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли Эндерби по трем профилям: два субмеридиональных – Вечернегорский и Нейпирский и один субширотный: Горы Щукина-Горы Нейпир. Профили выбраны таким образом, чтобы охарактеризовать континентальную часть литосферы Земли Эндерби и зону ее перехода к океану. Использована карта аномалий силы тяжести Земли Эндерби в редукции Фая, масштаб 1:2 500 000, сечение 10 мГал (источник – [1, 10]). При моделировании верхней части земной коры учитывалось аномальное магнитное поле – карта в масштабе 1:3 000 000, сечение 50 нТл (источник – [1]).



В силу того, что для вычисления аномалий Буге необходимо знать подледный рельеф земной поверхности, морфология которого на исследуемой территории неизвестна, гравитационное моделирование выполнено по аномалиям Фая, приведенным к уровню океана. Физико-геологическое моделирование выполнялось методом подбора по компьютерным программам, изложенным в [6]. На рис. 1 и 2 приведены результаты физико-геологического моделирования в виде плотностных разрезов литосферы по указанным профилям.

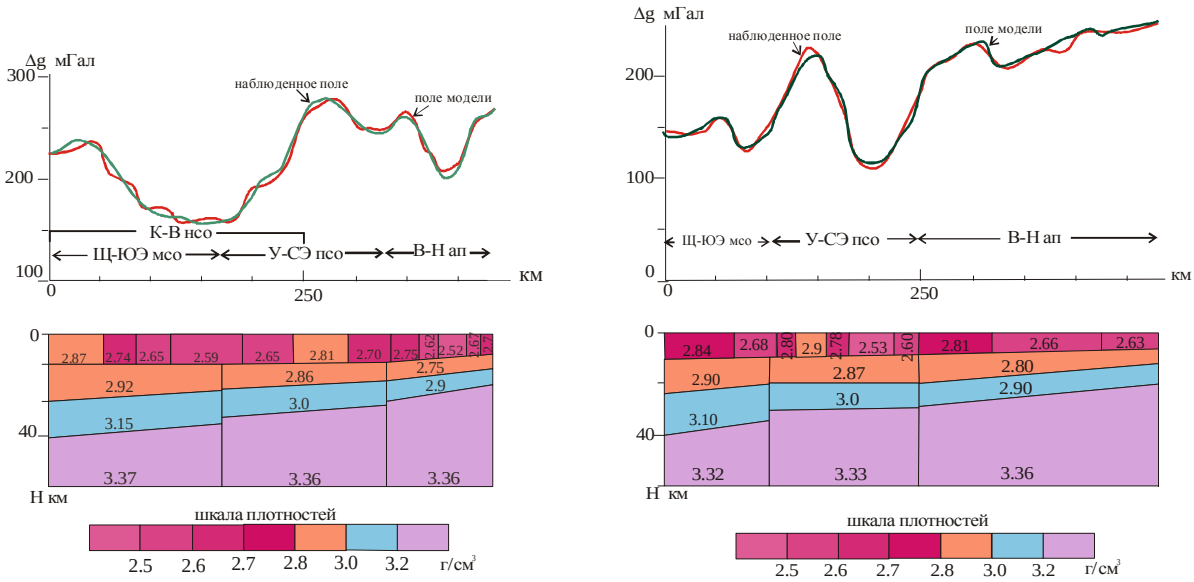


Рис.1. Плотностные разрезы земной коры по субмеридиональным профилям: Вечернегорскому и Нейпирскому. Щ-ЮЭ мсо - Щукинско-Южноэндербийская мезопротерозойская складчатая область; У-СЭ псо - Улафско-Североэндербийская палеопротерозойская складчатая область; В-Н ап - Вечернегорско-Нейперийский архейский протократон; К-В нсо - Красинско-Вернадская неопротерозойская складчатая область

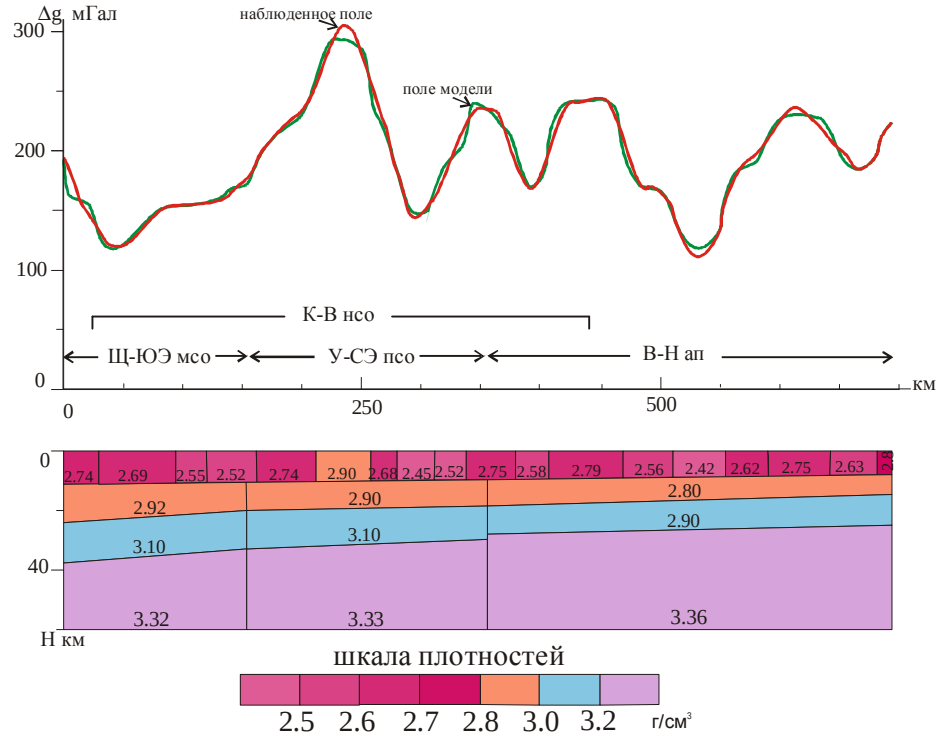


Рис.2. Плотностной разрез земной коры по профилю Горы Щукина-Горы Нейпир (обозначения - как на рис.1)

Обращаясь к этим глубинным разрезам, следует отметить, что основной вклад в существенную горизонтальную изменчивость гравитационного поля (высокочастотная часть поля) вносит верхний гранитно-метаморфический слой земной коры. При этом следует иметь в виду, что моделирование выполнялось по аномалиям Фая, содержащим в себе информацию об изменчивости высот подледного рельефа земной поверхности. Следовательно, показанная на моделях плотностная неоднородность верхней части разреза содержит в себе не только, собственно, латеральную компоненту плотностной неоднородности гранитно-метаморфического слоя земной коры, но и влияние колебаний подледного рельефа местности. Разделить эти факторы - задача следующего этапа исследований.

Литература

1. Атлас Океанов. Антарктика // Гл. управления навигации и океанографии Министерства обороны Российской федерации, Государственный научный центр РФ, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, СПБ. 2005.20 с.
2. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н, Данкевич И.В. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. 2002. Минск. Институт геологических наук НАН Беларуси. 166 с.
3. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В., Мясников О.В. Тектоническое районирование Земли Эндерби (Восточная Антарктида). Тезисы
4. Грушинский А.Н., Грушинский Н.П., Строев П.А. Изостазия и глубинное строение Антарктиды // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1997. № 4. С.95-105.
5. Грушинский А.Н., Строев П.А, Корякин Е.Д. Плотностная модель земной коры Антарктиды и ее вклад в аномальное гравитационное поле // Геофизический журнал. 2002. Т.24. № 5. С.25-35.
6. Каратаев Г.И., Голобоков С.В. Методика построения физико-геологического разреза по комплексу геофизических полей // Літасфера. 2003. № 2(19). С.74-84.
7. Корякин Е.Д., Грушинский А.Н., Строев П.А. Мощность и плотность осадков Антарктиды по геофизическим данным // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2000. №2. С.90-102.
8. Корякин Е.Д., Строев П.А., Грушинский А.Н. О глубинах поверхности Мохоровичича в Антарктике // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С.103-108.
9. Корякин Е.Д., Строев П.А., Грушинский А.Н. Глубины поверхности Мохоровичича в Антарктике по сейсмическим и гравиметрическим данным // Третьи геофиз. чтения им. В.В.Федынского. М.: ГЕОН, 2001.С.67-684.
10. Лейченков Г.Л. Изучить геологическое строение и оценить ресурсный потенциал Антарктиды и прилегающей части континентальной окраины // ВНИИОкеангеология РФ. СПБ. 2003
11. Строев П.А., Ушаков С.А., Фролов А.И. Земная кора краевой зоны Антарктиды // Гравиметрия № 6. М.: Наука, 1967. 68 с
12. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000).2001. М.: Научный мир. 606 с.
13. Харченко Г.Е. Глубинное строение земной коры Индийского щита // Киев: Наукова думка. 1985.
14. Ушаков С.А. Геофизические исследования строения земной коры в Восточной Антарктиде. 1963. М.: Изд. АН СССР. Гравиметрия № 4. 95 с.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ И МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМ ПРИ КОЛЛИЗИОННОМ ОРОГЕНЕЗЕ

Кармышева И.В.

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия (sh-iri@ngs.ru)

Анализ механизмов зарождения, внедрения и становления гранитоидных магм на разноглубинных уровнях земной коры представляет собой фундаментальную проблему тектоники и структурной петрологии (проблема пространства). Намечено два подхода к ее решению: 1) гранитный диапиризм, т.е. «активное» воздействие на реологически расслоенный разрез земной коры, и 2) «пассивное» перемещение расплава за счет возникновения локальных областей декомпрессии при сдвиго-раздвиговом тектогенезе. Диапировая модель (формирование гранито-гнейсовых куполов, по П. Эскола) была разработана на примере докембрийских щитов и сейчас рассматривается как один из важнейших структурно-петрологических индикаторов коллизионного тектогенеза (см, например, обзор в [8]). Альтернативная модель «пассивного» внедрения магм обоснована для рифтов и областей рассеянного рифтогенеза [12]. Вместе с тем накапливается все больше геологических и структурно-петрологических данных, свидетельствующих о том, что масштабное гранитообразование при коллизионном орогенезе отвечает коллапсу горно-складчатого сооружения, то есть рубежу смены режима тангенциального сжатия литопластин на режим растяжения и развала орогена. Предложен ряд моделей тектонического экспонирования и синхронного гранито-гнейсового тектогенеза (комплексы метаморфического ядра Кордильерского и Алтае-Шотландского типов), в которых проблема пространства гранитоидных магм решается с позиций «растрескивания» реологически расслоенной земной коры [10, 9].

Горно-складчатое сооружение Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) представляет собой геологический пример, подтверждающий «жесткую» взаимосвязь коллизионных сдвигово-раздвиговых деформаций, контролирующих зарождение, внедрение и становление гранитоидных магм [1]. Ранние каледониды Западного Сангилена были сформированы в результате косой коллизии Таннуольской островодужной системы и Тувино-Монгольского микроконтинента [3, 6, 7, 1]. Здесь выделяются аккреционно-островодужные (570-560 млн лет), раннеколлизионные (540-520 млн лет) и позднеколлизионные (500-460 млн лет) структурно-вещественные комплексы, венчающиеся внедрением камптонитовых даек [1, 11, 2] (рис. 1).

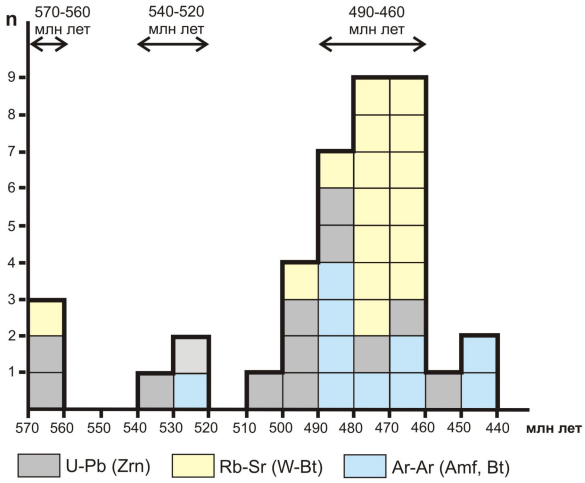


Рис. 1. Сводная гистограмма изотопных дат (n=39) магматических и метаморфических пород.

Особое место занимают минглинг-дайки, являющиеся прямым петрологическим индикатором мантийно-корового взаимодействия и (или) смены геодинамического режимов [5]. На стадии коллапса коллизионного орогена произошла резкая смена геодинамических обстановок и были заложены проникающие глубинные разломы на палеоокраине Тувино-Монгольского микроконтинента (Эрзинская и Кокмолгаргинская системы сдвигов [1]).

Эрзинская сдвиговая зона, выделенная для настоящей работы как основной полигон для структурно-петрологических и петрогеохимических исследований, насыщена магматическими телами и сейчас вскрыта в результате эрозии на разноглубинных уровнях земной коры (от абиссальной до гипабиссальной фаций глубинности). Корреляция сдвиго-раздвиговых деформаций, метаморфизма и магматизма при коллизионном тектогенезе и обоснование индикаторной роли минглинг-даек, являющихся прямым свидетельством взаимодействия мантийных и коровых расплавов, позволяют утверждать, что Эрзинская сдвиговая зона входит в систему проникающих разломов, отвечающих ранне- и позднеколлизионному этапам эволюции каледонид Западного Сангилена. Ранний тектономагматический этап отвечает правосдвиго-взбросовым деформациям (510-490 млн лет). Поздний тектономагматический этап (коллапс орогена) характеризуется левосдвиговой кинематикой (490-460 млн лет). Первому этапу правосдвиговых вязко-пластичных деформаций по структурно-петрологическим наблюдениям отвечают (от ранних к поздним): а) мигматит-граниты эрзинского комплекса и Матутский гнейсогранитный массив, абиссальная фация; б) Баянкольский многофазный габбро-монцодорит-гранидиорит-гранитный массив мезоабиссальной фации. Второму этапу левосдвиговых вязко- и хрупкопластичных деформаций отвечают Ухадагский граносиенит-гранитный, Нижнеулорский адамеллит-гранитный и Байдагский гранит-лейкогранитный массивы.

Минглинг-дайки проявились неоднократно, отражая возрастные рубежи вскрытия глубинных уровней земной коры, т.е. являются индикатором смены геодинамических обстановок.

На основе анализа тектонической позиции, петроструктурного, вещественного состава и систематизации результатов Rb-Sr, Ar-Ar и U-Pb изотопного датирования выделены синкинематические гранитоиды Западного Сангилена. Последовательность их внедрения и становления включает (от ранних к поздним): 1) автохтонные и параавтохтонные граниты абиссальной фации глубинности эрзинского мигматит-гранитного комплекса (низко- и умереннощелочные граниты S-типа, 510-490 млн лет); 2) интрузивные гранитоиды мезоабиссальной фации глубинности тесхемского комплекса (субщелочные граносиенит-гранит-лейкограниты А-типа, 490-470 млн лет) и субсинхронные адамеллит-граниты Н-типа Нижнеулорского массива (480-475 млн лет); 3) синплутонические дайки гранит-базитового состава (~ 470 млн лет); 4) субщелочные габброиды и гранит-лейкограниты башкымугур-байдагской интрузивной серии гипабиссальной фации глубинности (470-460 млн лет) [4].

Анализ вязко- и хрупкопластичных сдвиговых деформаций Западного Сангилена позволяет утверждать, что последовательность внедрения и становления базитовых и гранитоидных расплавов контролировалось разнонаправленными тектоническими движениями (от ранних к поздним): правосдвиго-взбросовые - эрзинский мигматит-гранитный и тесхемский граносиенит-гранит-лейкогранитный комплексы; левосдвиговые – Нижнеулорский адамеллит-гранитный массив, синплутонические гранит-базитовые дайки, субщелочные габброиды и гранит-лейкограниты башкымугур-байдагской интрузивной серии (рис. 2).

Зарождение, внедрение и становление гранитоидных расплавов, отвечающих коллапсу раннекаледонского горно-складчатого сооружения Западного Сангилена, контролироалось «пассивным» механизмом, когда масштабное гранитообразование было связано со сдвигово-раздвиговыми деформациями в ходе смены коллизионного сжатия на трансформно-сдвиговое растяжение континентальной литосферы. Роль теплового источника выполнял нижнекоровый базитовый очаг, который на раннеколлизионном этапе привел к

формированию «теплового пятна» под Западным Сангиленом (510-470 млн лет), а на позднеколлизионном этапе был реализован в виде башкымугур-байдагской габбро-гранитной интрузивной серии (470-460 млн лет).

Заключение. Последовательность формирования раннекаледонских гранитоидных комплексов Западного Сангилена на разноглубинных уровнях земной коры (от абиссальной до гипабиссальной фации глубинности) и анализ их взаимосвязи со сдвиговыми вязко- и хрупкопластичными деформациями позволяют утверждать, что главным механизмом, ответственным за гранитные интрузии при коллапсе коллизионного орогена являлось их «пассивное» перемещение (внедрение), благодаря возникновению локальных участков декомпрессии в реологически расслоенной земной коре при сдвиго-раздвиговых деформациях. Этот же механизм «пассивных» интрузий был ответственным за подъем крупных объемов базитовых магм и появлению минглинг-даек – петрологических индикаторов мантийно-корового взаимодействия.

Автор выражает благодарность А.Г. Владимирову, В.Г. Владимирову, А.С. Гибшеру, С.Н. Рудневу и Н.Н. Круку за предоставленные геокартографические материалы, совместную обработку коллекции образцов и конструктивные замечания. Отдельная благодарность - И.В. Николаевой и С.В. Палесскому за помощь при проведении аналитических исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП № ОНЗ 9.3.)

Литература

1. *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН, 2005. Т. 405. № 1, с. 82-88.
2. *Гибшер А.А.* Состав и строение ордовикской литосферной мантии Западного Сангилена (Центрально-Азиатский складчатый пояс) по данным изучения мантийных ксенолитов из камптонитовых даек Агардагского щелочнобазальтоидного комплекса // Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геол.-мин. наук, Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 16 с.
3. *Гоникберг В.Е.* Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид юго-восточной Тувы. // Геотектоника, 1999, №3, с.89-102
4. *Кармышева И.В.* Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Материалы Пятой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле (29 ноября-2 декабря 2010 г., Новосибирск), Новосибирск, 2010 (устный доклад).
5. *Кармышева И.В., Владимиров В.Г.* Комбинированные базит-гранитные дайки Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Геохимия, петрология и рудоносность базит-ультрабазитовых комплексов: Материалы второй всероссийской молодежной школы-семинара (1-5 сентября 2010 г., Иркутск-Черноруд), Иркутск, 2010 (устный доклад).
6. *Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Коровообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т.11, №5, с.491-511.
7. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы // М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
8. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001 188с.
9. *Скляров Е.В., Владимиров А.Г.* Комплексы метаморфических ядер (классификация и генезис). Докл. РАН, 1998, т. 360, № 6, с. 796-798.
10. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997, 182 с.
11. *Шелепаев Р.А.* Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геол.-мин. наук, Новосибирск,

ИГМ СО РАН, 2006, 17 с.

12. *Pitcher W.S.* Granite: typology, geological environment and melting relatioships // Migmatites, melting and metamorphism. London: Shiva Geol. Series, 1983, P. 277-285.

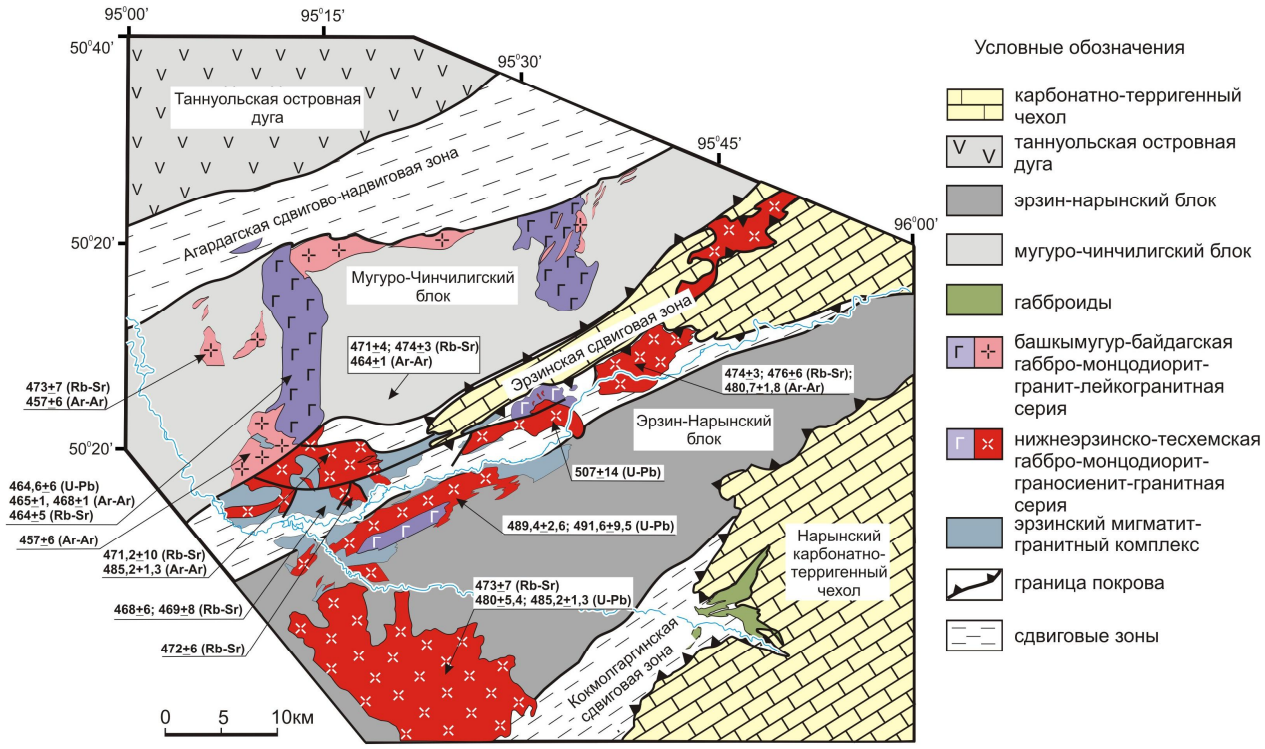


Рис. 2. Тектоническая схема Западного Сангилена, отвечающая временному срезу 510-460 млн лет.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ

Карпенко А. И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Цель данной работы – рассмотреть широтную и долготную особенности проявления сейсмичности, в частности распределение количества землетрясения и сейсмической энергии.

В данной работе принято, что очаг землетрясения – это точечный источник, что оправдано при глобальном масштабе рассмотрения.

Исходные данные. При анализе использован каталог землетрясений pde за 1920 – 2010 годы, а также база данных hresmap, содержащая контуры береговых линий.

Методика работы. Для анализа было создано специализированное ПО, которое позволяет исследовать различные распределения очагов землетрясений и сейсмической энергии по широте и долготе. При построении распределений очагов землетрясений из базы данных считываем широты и долготы и суммируем количество землетрясений, попавших в определенный широтный и долготный пояс.

При построении распределения сейсмической энергии кроме широт и долгот для каждого землетрясения считываем магнитуду, с помощью эмпирического соотношения, выведенного Гутенбергом и Рихтером [1]

$$\lg E = 4.8 + 1.5M.$$

определяем выделившуюся при этом землетрясении сейсмическую энергию, а затем суммируем энергию от всех землетрясений. Так как даже небольшое изменение магнитуды землетрясения ведет к сильному изменению выделившейся энергии, то –будем нормировать энергию на 10^n.

В работе анализируется также распределения очагов и энергии коровых и мантийных землетрясений (для коровых землетрясений считаем, что очаг располагается на глубине до 33 км включительно, а для мантийных – глубже 33 км).

Поскольку площади широтно-долготных трапеций достаточно сильно уменьшаются к полюсам, то для более объективной оценки количества выделившейся энергии следует отнести количество сейсмической энергии, выделившейся в данной трапеции к площади этой трапеции.

Результаты. Полученное распределение количества землетрясений по широтным и долготным поясам представлено на рис.2, а сейсмической энергии, выделившейся при землетрясении – на рис.3.

Распределение очагов количества землетрясений (рис.1). На распределении виден ярко выраженный широтный максимум количества землетрясений в поясе 30-50° с.ш. и три долготных максимума на 60-80° з.д., 0-40° и 120-160° в.д.

Широтный максимум связан с тем, что в этот пояс одновременно попадают наиболее тектонически-активные области западного и восточного побережья Тихого океана, а также значительная часть Альпийского пояса.

К полюсам сейсмическая активность резко снижается, но снижается не симметрично: в симметричных относительно экватора поясах землетрясений в северном полушарии на несколько порядков больше, чем в южном (70-80° с.ш. – 1495 землетрясений, 70-80° ю.ш. – 9 землетрясений).

На гистограмме распределения по долготе видны три максимума количества землетрясений: в районе восточной окраины Тихого океана (Западное побережье Южной Америки), западной окраины Тихого океана и в районе Средиземного моря (западная часть Альпийского пояса.

Области распространения поверхностных и глубинных землетрясений

резко отличаются. В отличие от коровых землетрясений, которые распространены в той или иной степени по всех поверхности Земли, глубинные землетрясения происходят строго в определенных районах – в зонах субдукции и в Альпийско - Гималайском поясе (зона континентальной коллизии).

Стоит отметить, что землетрясения в срединно-океанических хребтах исключительно поверхностные.

Распределение сейсмической энергии (рис.2). На широтном распределении прослеживаются 2 максимума распределения энергии, первый – в поясе 40-50° с.ш., второй – 0-10° ю.ш.

Первый максимум, как и в распределении количества землетрясений, связан с одновременным попаданием в пояс наиболее тектонически-активных областей западного и восточного побережья Тихого океана, а также значительной части Альпийского пояса.

Второй – широтное расположение юго-западной части тихоокеанского пояса и юго-восточной части алтайского.

На гистограмме распределений энергии по долготам все так же закономерно: два максимума – западная и восточная (побережье Южной Америки) часть Тихоокеанского пояса.

Анализируя энергию коровых и мантийных землетрясений видим, что, несмотря на огромное численное превосходство поверхностных землетрясений, суммарная выделившаяся сейсмическая энергия глубинных и поверхностных землетрясений, во-первых, приблизительно равна, а во-вторых, схожа по распределению.

Гистограмма распределения глубинных землетрясений по широтам достаточно ровная. За исключение приполюсных поясов, во всех поясах выделяется схожее количество энергии, и максимальное количество - в поясе 0-10° ю.ш.

Долготное распределение энергии глубинных землетрясений достаточно точно повторяет полное распределение энергии (2 максимума на западе и востоке Тихого океана).

Совсем иная картина в распределении коровых землетрясений. Если в широтном распределении еще можно проследить 2 максимума энергии, которые по сравнению с максимами количества землетрясений очень невыразительны, то в долготном распределении картина радикально отличается. На 4 максимума количества землетрясений приходится всего лишь один (тихоокеанский) максимум энергии. Наиболее интересным является то, что гигантское количество землетрясений, происходящих в средиземноморском районе Альпийского пояса несут минимальный вклад в общую картину распределения энергии.

В ходе работы создано также ПО, позволяющие строить распределения количества землетрясений (рис.3) и сейсмической энергии по широтно-долготным трапециям с заданным шагом по широте и долготе, что позволило более детально анализировать данные распределения.

Выводы. Отметим следующие выделенные особенности в распределении очагов и сейсмической энергии:

- наибольшее количество землетрясений происходит в Тихоокеанском и Альпийском поясе, причем максимум количества коровых приходится на средиземноморскую часть Альпийского пояса (30-50° с.ш. 0-40°в.д.), а максимум мантийных – на западную и восточную части Тихоокеанского пояса;
- общая картина распределения сейсмической энергии схожа с картиной распределения землетрясений, но если максимумы энергии мантийных землетрясений совпадают и их максимумами количества, то для коровых это не так (в средиземноморской области выделяется очень мало энергии, несмотря на большое количество происходящих там землетрясений);
- суммарная энергия коровых и мантийных землетрясений примерно равна, несмотря на то, что коровых значительно больше, что говорит о том,

что мантийные землетрясения значительно мощнее.

Литература

1. *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.

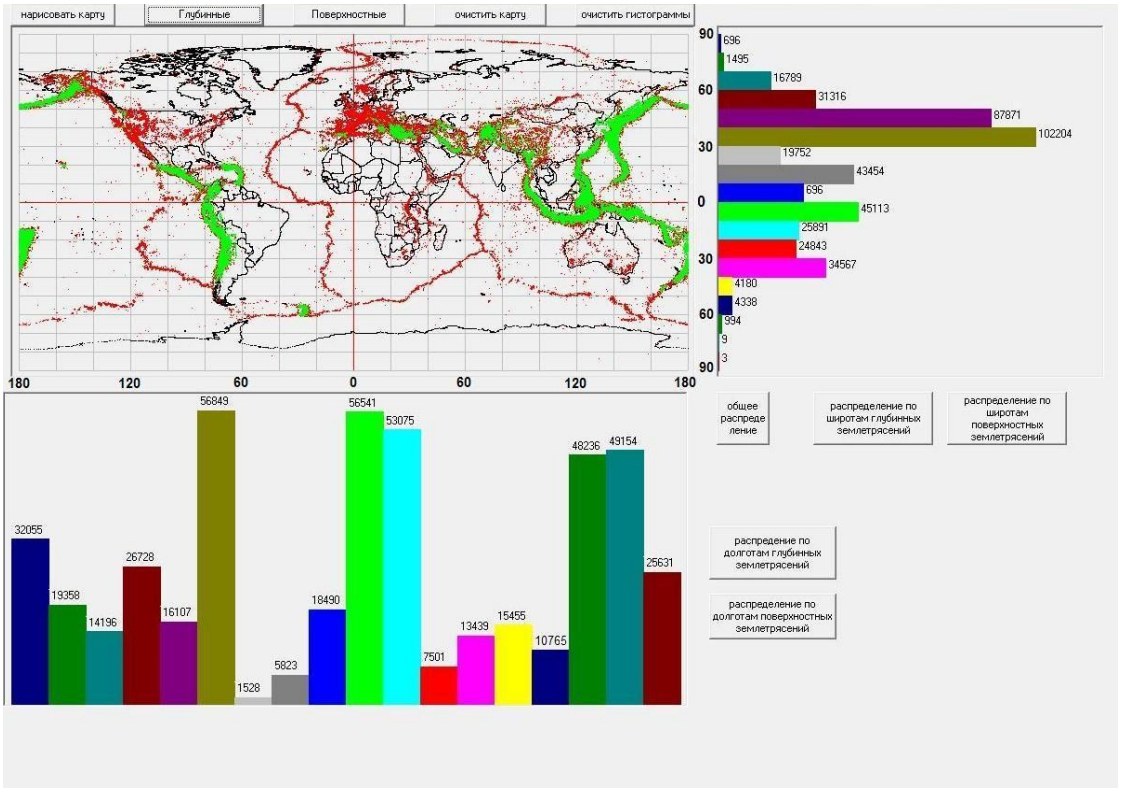


Рис1. Широтное и долготное распределение очагов землетрясений. Зеленым цветом показаны мантийные землетрясения, а красным – коровые.

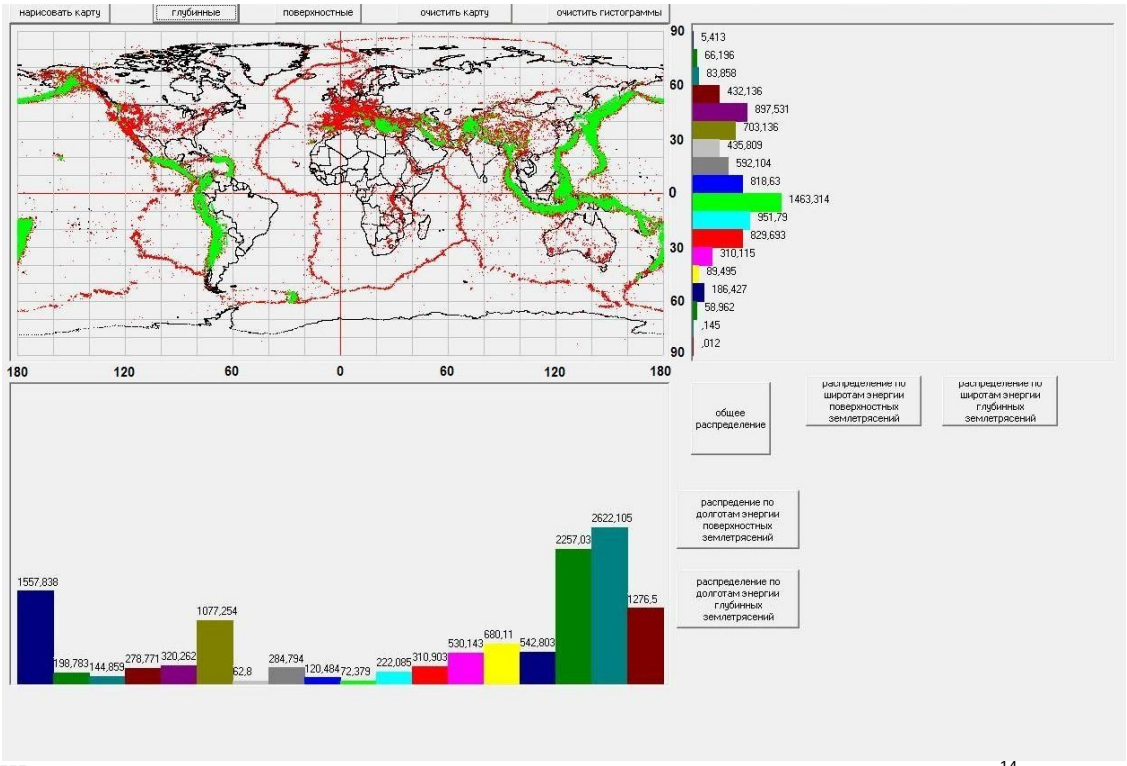


Рис2. Широтное и долготное распределение сейсмической энергии. Энергия нормирована на 10^{14}; зеленым цветом показаны мантийные землетрясения, а красным – коровые.

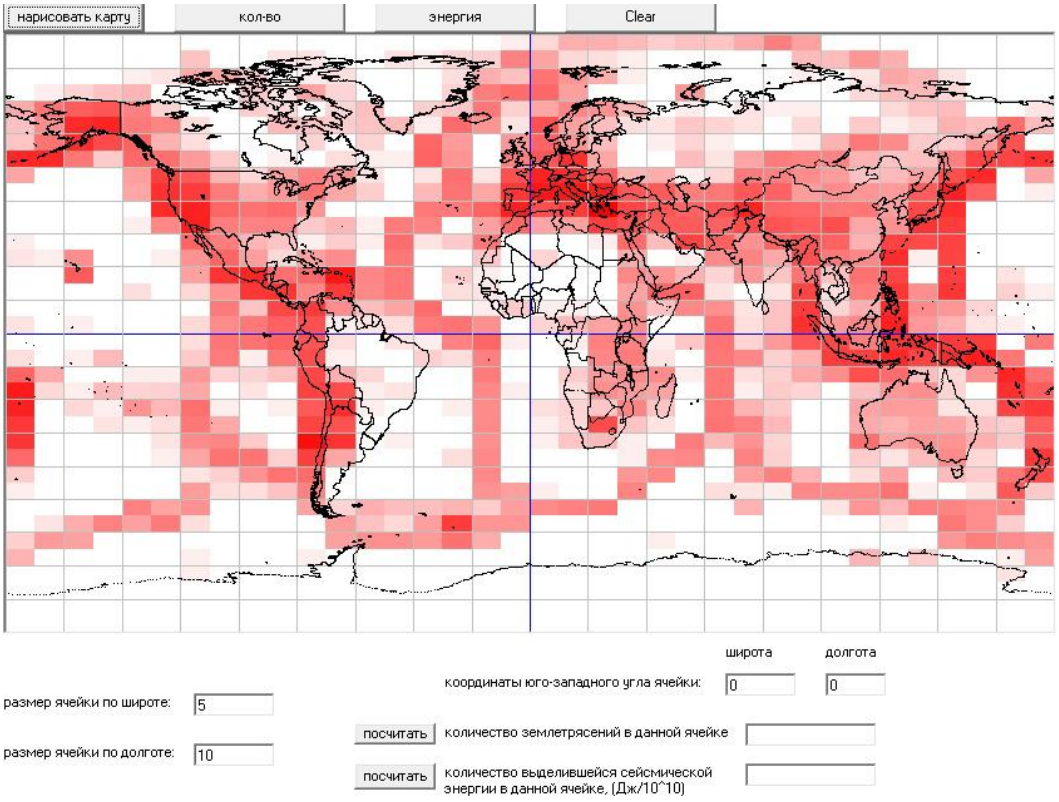


Рис.3. Широтно-долготное распределение количества землетрясений. Области наибольшего количества землетрясений отмечены наиболее интенсивными оттенками красного цвета.

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ ФЕСТИВАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РОССИЯ)

Касаткин С.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (kasatkin99@mail.ru)

Фестивальное месторождение - наиболее детально изученный в структурном отношении объект [1, 3, 4, 5, 7 и др.] Комсомольского рудного района (рис. 1А). Комплексное оруденение многосульфидной колчеданной разновидности турмалинового типа касситерит-силикатной формации, основными полезными компонентами которого являются олово, медь и вольфрам, локализовано, главным образом, в крутопадающих жилообразных телах кварц-турмалиновых метасоматитов, среди которых наиболее крупными являются рудные зоны Геофизическая, Ягодная и Водораздельная (рис. 1Б, 2). Они контролируются южным флангом Перевальненского левого сдвига [4 и др.] субмеридионального (350-10°) простирания, который прослежен более чем на 26 км и является одной из самых крупных рудоносных структур КРР. Перевальненский левый сдвиг принадлежит Комсомольской металлогенической сдвиговой зоне [6], которая, в свою очередь, является элементом системы разломов Сихоте-Алиня сформированной в период меловой тектоно-магматической активизации в условиях регионального сжатия (340-350°) (рис. 1А).

Особенностью месторождения является двухъярусное строение разреза стратифицированных образований: интенсивно дислоцированные породы среднеюрско-валанжинского терригенного основания несогласно перекрыты слабодеформированными отложениями апт-кампанского вулканогенно-осадочного чехла. При этом рудные зоны рассекают и смещают оба структурных этажа. Толщи терригенного основания смяты в крутые линейные складки ССЗ простирания в сочетании с субмеридиональными левыми сдвигами, а структуры вулканогенного чехла представлены, в основном, пологими линейными складками СВ простирания, осложненными субпослойными надвигами и ССЗ левыми сдвигами. Установлено [5, 7], что такое различие в стилях деформаций между названными комплексами отражает миграцию левосдвиговых дислокаций снизу вверх.

В связи с этим, несмотря на общую прямолинейность Перевальненского сдвига на всем его протяжении наблюдается чередование пережимов (участков скола) ССВ простирания и раздувов (участков растяжения), отклоняющихся к ССЗ. Н.В. Огнянов [4] считал, что северо-западные участки формировались как разобщенные, не соединяющиеся между собой кулисы, отражающие период начального роста структуры. В дальнейшем, по мере роста напряжений и левостороннем смещении по сдвигу, они соединились наиболее поздними перемычками (сколами) северо-восточного простирания. Такая последовательность формирования участков отдельно взятой структуры отвечает схеме Риделя [8] и характерна для развития зон сквозных магистральных разломов.

Одним из примеров формирования кулис является зона Ягодная. На поверхности она представлена относительно прямолинейной структурой ССЗ (355°) простирания, которая ограничена субпараллельными несооснными сдвигами (сколами) ССВ (10°) протирания – Геофизическим и Западным, вмещающими одноименные рудные зоны (рис. 1Б). С учетом левосдвигового геодинамического режима формирования месторождения, зону Ягодную следует рассматривать как структуру сосдвигового растяжения первого порядка.

С глубиной морфология зоны Ягодной заметно усложняется, что выражается в увеличении мощности и распадом на штокверкообразную систему жил, которые, в сочетании с зоной Водораздельной – северным продолжением зоны Геофизической образуют левоступенчатый

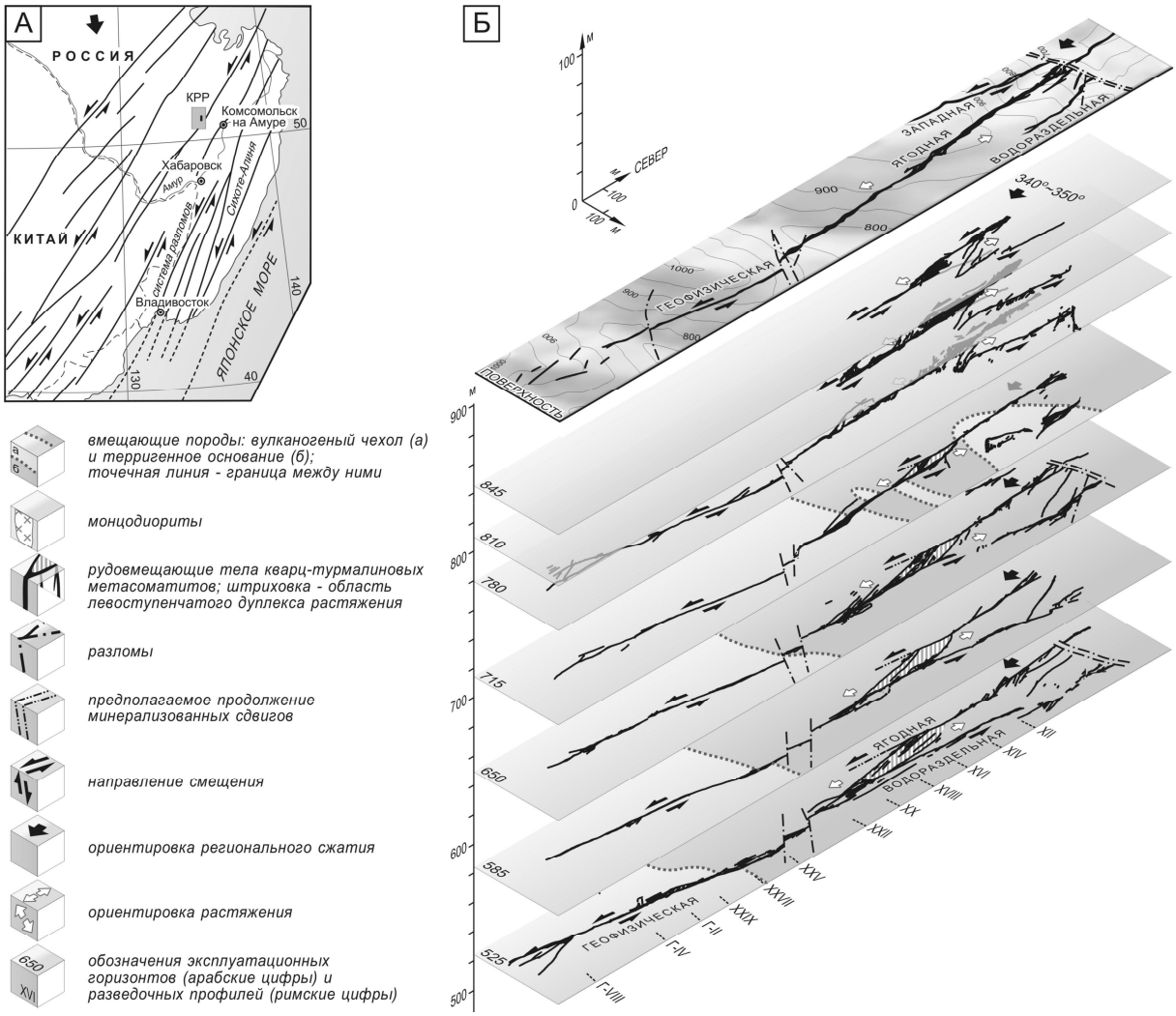


Рис. 1. Местоположение Комсомольского рудного района - КРР (А) и прямоугольная изометрическая проекция плана поверхности и эксплуатационных горизонтов Фестивального месторождения (Б)

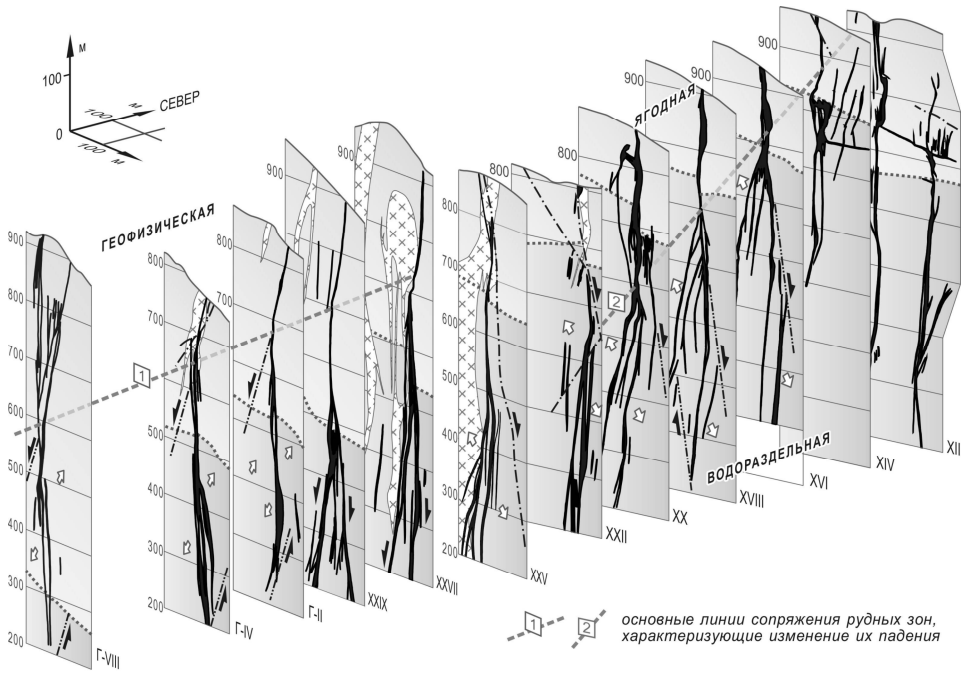


Рис. 2. Косоугольная (азимут 315° угол 15°) проекция системы профилей Фестивального месторождения
Условные обозначения см. на рис. 1.

дуплекс растяжения Водораздельная-Ягодная (рис. 1Б).

Рудные зоны Геофизическая и Ягодная локализованы в сколовом и раздвиговом элементах первого порядка. Далее, при более детальном рассмотрении их морфологии на погоризонтных планах обнаруживается, что они, в свою очередь, состоят из чередования зон (элементов) скола и растяжения второго порядка.

Наряду с сосдвиговыми раздвигами, рудные зоны также имеют структуры растяжения, сформированные в условиях сбросовой составляющей движений, которые образованы за счет изменения падения (рис. 2).

В обоих случаях, как при формировании сосдвиговых раздвигов, так и сбросовых структур растяжения, создавались пространства, благоприятные для рудолокализации.

Распределение полезных компонентов иллюстрируется процентными содержаниями вольфрама, олова и меди в проекциях на вертикальную плоскость по рудным зонам Геофизической и Ягодной (рис. 3). Вертикальная зональность минерализации с одной стороны может быть связана с температурными условиями и стадийностью минералообразования, которые детально исследованы А.М. Кокориным и Д.К. Кокориной [3] по рудной зоне Ягодной. Температурные интервалы образования рудных минералов таковы: вольфрамит I, касситерит I – до 349°С, вольфрамит II, касситерит II – 349-322°С, касситерит III – 322-303°С, халькопирит – 303-283°С, галенит – 283-259°С, пирит – 259-237°С. Однако, помимо различных температурных интервалов при распределении рудно-магматического вещества, важное влияние оказал структурно-динамический контроль, обусловленный длительным развитием сдвиговых дислокаций.

Основным свидетельством последовательного развития раздвиговых и сколовых элементов является распределение вольфрама. В рудной зоне Геофизической его основные залежи ограничиваются высотной отметкой 700 м, а в Ягодной – достигают поверхности (рис. 3А). Такое распределение вольфрама объясняется тем, что зона Ягодная, как структура растяжения – кулиса ССЗ простирания, согласно Н.В. Огнянову [4], формировалась в период начального роста сдвига и, к моменту внедрения первых стадий обогащенного вольфрамом оруденения уже достигла верхних гипсометрических уровней. Геофизический скол в это время был недостаточно проработан выше горизонта 700 м, поскольку относится к более поздним ССВ перемычкам (сколам) между кулисами.

Последующее развитие Геофизического скола выше горизонта 700 м наглядно демонстрирует оловянное оруденение, которое распределено на всем его пространстве (рис. 3Б). В зоне Ягодной основные запасы олова по восстанию контролируются линией сопряжения 2 (рис. 3Б). Здесь на стадии продуктивного оловянного оруденения происходило дальнейшее развитие зоны сосдвигового растяжения (левоступенчатого дуплекса) Водораздельная-Ягодная, которое сопровождалось сбросовыми смещениями восточного блока и формированием штокверкообразной системы жил в виде структуры «тюльпана» (рис. 2, профили XVI, XVIII). При сбросах развитие оперяющих разрывов закономерно происходило сверху вниз, что объясняет обратную зональность рудоотложения.

Наконец, поздние стадии рудоотложения, основным компонентом которых является медь, локализуются главным образом выше отметки 500 м в зоне Геофизической и выше 700 м в зоне Ягодной (рис. 3В). Проницаемость рудно-магматических растворов в верхние структурные этажи рудной зоны Геофизической обеспечивалось, прежде всего, зрелой стадией развития структур растяжения второго порядка за счет левостороннего смещения по соединяющим их сколам и последующими сбросами с приоткрыванием крутонаклонных структур растяжения (рис. 2, профили Г-II, Г-IV), происходившими, вероятно, в периоды ослабления ССЗ сжатия. Распределение

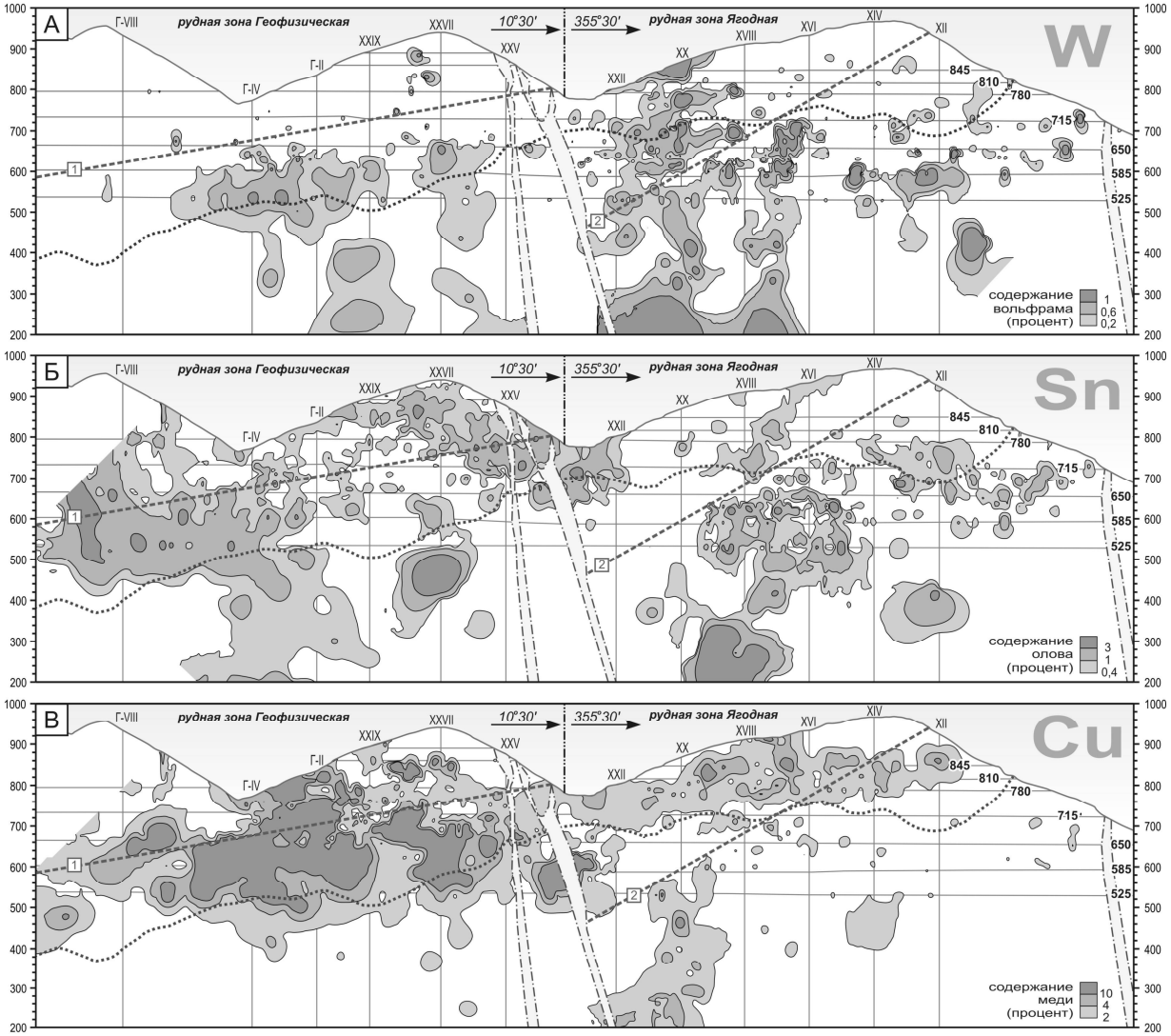


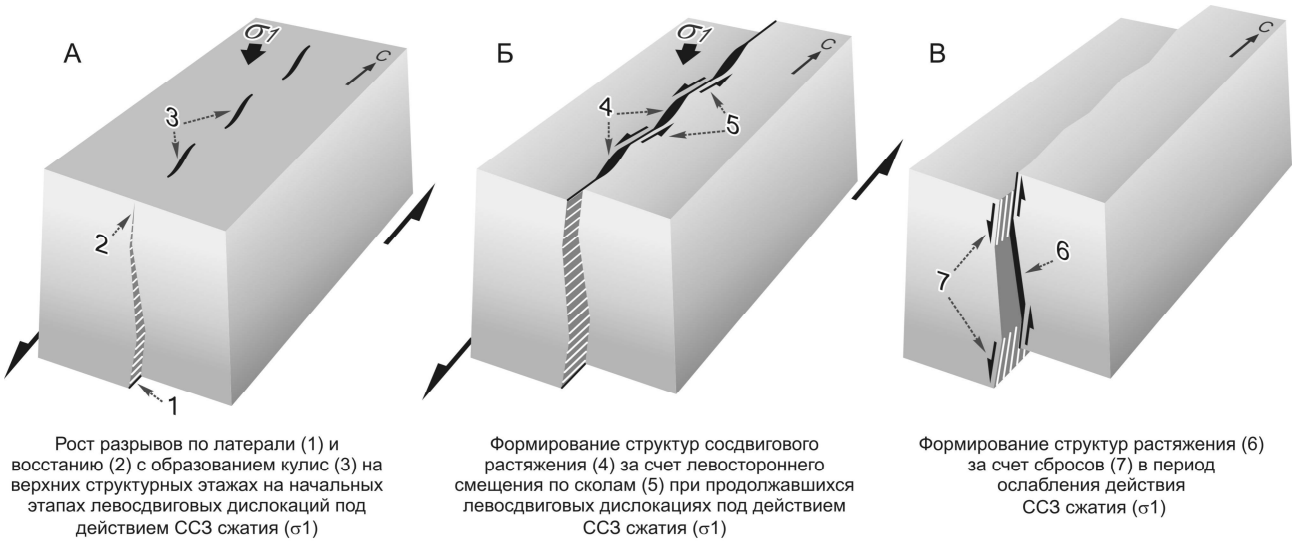
Рис. 3. Распределение содержаний вольфрама (А), олова (Б) и меди (В) в проекции на вертикальную плоскость по рудным зонам Геофизической и Ягодной
Условные обозначения см. на рис. 1

повышенных содержаний меди на верхних горизонтах (в вулканогенном чехле) зоны Ягодной обусловлено с одной стороны развитием плотно чередующихся структур сосдвигового растяжения второго порядка (рис. 1Б, гор. 715, 780, 810, 845), с другой – формированием ее как цельной структуры сосдвигового растяжения первого порядка (рис. 1Б, поверхность).

Таким образом, при всей сложности комплексного оруденения и перекрывающими друг друга во времени минеральными ассоциациями, на основе последовательного и пространственного распределения вольфрама, олова и меди, установлено три основных этапа формирования элементов рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения (рис. 4).

На начальных этапах левосдвиговых дислокаций под действием ССЗ ($\sigma 1$) сжатия происходил рост разрывов (левых сдвигов) по латерали и восстанию с образованием кулис (сколов Риделя) на верхних структурных этажах (рис. 4А). Затем кулисы трансформировались в структуры сосдвигового растяжения за счет левосторонних смещений по сколам (рис. 4Б). Зрелая стадия сдвиговых дислокаций характеризуется формированием сбросов (рис. 4В). В одном случае они происходили в структурах сосдвигового растяжения, в

другом – по самим сколам вероятно, в периоды ослабления ССЗ (σ1) сжатия.



Рост разрывов по латерали (1) и восстанию (2) с образованием кулис (3) на верхних структурных этажах на начальных этапах левосдвиговых дислокаций под действием ССЗ сжатия (σ1)

Формирование структур сосдвигового растяжения (4) за счет левостороннего смещения по сколам (5) при продолжавшихся левосдвиговых дислокациях под действием ССЗ сжатия (σ1)

Формирование структур растяжения (6) за счет сбросов (7) в период ослабления действия ССЗ сжатия (σ1)

Рис. 4. Геодинамическая схема формирования основных элементов разрывных рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения

Рассмотренные элементы разрывных рудоконтролирующих структур, образующие пространства, благоприятные для проникновения рудно-магматических растворов, могли фрагментарно проявляться на разных гипсометрических уровнях. Вместе с тем, существовали и «долгоживущие» рудоподводящие каналы, функционирующие на всем временном интервале формирования структуры месторождения. Таковым, например, является участок зоны сосдвигового растяжения Водораздельная-Ягодная, где медное оруденение накладывается на вольфрамовое (сравни рис. 3А и 3В, профиль XX) и оловянное на вольфрамовое (сравни рис. 3А и 3Б, профили XVI – XVIII). Тем не менее, общая тенденция формирования структур – миграции сдвиговых дислокаций по латерали и от нижних структурных этажей к верхним подтверждается последовательностью внедрения вольфрамового, оловянного и медного оруденения.

Следовательно, главным фактором распределения полезных компонентов на Фестивальном месторождении является структурно-динамический контроль. Он заключается в том, что последовательность рудоотложения отражает рост рудовмещающих разрывов как элементов единой Перевальненской сдвиговой зоны.

Литература

1. *В.Н. Дубровский, Е.П. Малиновский, С.М. Родионов.* Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 136 с.
2. Геология минералогия и геохимия месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1971. 335 с.
3. *С.А. Касаткин, Б.К. Сорокин, А.Н. Митрохин.* Геодинамика разрывных систем Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район) // Тихоокеанская геология. 1994. №6. С. 130-143.
4. *Н.В. Огнянов* Геология оловорудных районов и месторождений Монголо-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Кн. 1. М., 1986. С. 340-399.
5. *Б.К. Сорокин, А.Н. Митрохин, С.А. Касаткин.* Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) Тихоокеанская геология. 1995. Т.14, №5. С.839-854.

6. *В.П. Уткин* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
7. *Kasatkin S.A., Mitrokhin A.N., Utkin V.P.* Migration Trend of Syn-Ore Sinistral Faulting during Formation of the Festivalnoe Deposit (Komsomolsk Ore District, Russia) with Reference to 3D-Geometrical Modelling // Metallogeny of the Pacif. Northwest: Proceed. of the Interim IAGOD Conf. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 461-464.
8. *Riedel W.* Zur mechanik geologischer Bruchesheinungen // Cent. Miner., Geol and Paleontol. B. 1929. Vol. 1. P. 78-97.

ШАРЬЯЖИ В СТРУКТУРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА КАК ИНДИКАТОР АККРЕЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕВЕРО- И ЮЖНО-КАВКАЗСКОЙ МИКРОПЛИТ

Кенгерли Т.Н.

Институт Геологии Национальной Академии Наук Азербайджана, Баку, Азербайджан (tkangarli@gmail.com)

Постоянно обновляющийся банк фактических данных позволяет решать проблемные вопросы геологии Кавказа в рамках реалистической концепции тектоники литосферных плит, объясняя как общие, так и частные закономерности формирования земной коры, размещения полезных ископаемых, а также причины современной активности геодинамических процессов. В данном контексте особое значение имеет пересмотр взглядов на строение и геодинамические обстановки формирования земной коры горного сооружения с принятием концепции о поддвигово-надвиговом механизме становления его современной тектонически расслоенной (складчато-покровной) структуры под воздействием взаимоперемещений трех макроструктур – Северо-Кавказской (южная бровка Скифской эпигерцинской платформы) и Южно-Кавказской (Закавказской) континентальных микроплит и разделяющей их окраинно-морской впадины [1-4, 6, 9, 16, 19]. Свидетельства данных геодинамических процессов хорошо проявлены в структуре Юго-Восточного Кавказа, для которого за последние три десятилетия накоплен значительный объем геолого-геофизической информации, в той или иной степени отражающей явления тектонической расслоеннности его осадочного чехла [7, 8, 11-15, 21]. В современной структуре данный сегмент Большого Кавказа представлен тремя зонами первого порядка или мегазонами, характеризующимися неоднородностью субстрата, различиями в условиях формирования и гетерогенностью альпийского чехла (с севера на юг): Бокового хребта, развивавшейся на южной бровке Скифской эпигерцинской платформы, Южного склона, отвечающей осевой части окраинного моря, и Вандам-Гобустанской, относящейся к северному крылу Южно-Кавказской микроплиты [10]. Границами между мегазонами служат соответственно Главный Кавказский и Краснополянско-Зангинский надвиги, и каждая из них состоит из нескольких структурных зон и подзон, последовательно надвинутых друг на друга в направлении с севера на юг.

Юго-Восточный Кавказ с прекрасно отпрепарированной сложной геологической структурой является тем самым полигоном, который всегда привлекал внимание исследователей, интересующихся строением альпинотипных горно-складчатых сооружений. Начало его геологическому изучению было положено еще в первой половине XIX века исследованиями Г.И.Абиха, Н.И.Воскобойникова и Э.И.Эйхвальда и продолжено до наших дней последующими поколениями геологов, российских и азербайджанских. Среди них выдающаяся роль принадлежит В.Е.Хаину, коренному бакинцу, начало производственной и научной деятельности которого связано именно с Юго-Восточным Кавказом. За период работы в Азербайджане им был опубликован ряд фундаментальных работ по стратиграфии, тектонике, геологической истории и нефтегазоносности региона, и сегодня не потерявших свое прикладное значение. В частности, В.Е.Хаин (совместно с Н.Б.Вассоевичем) впервые выступил с версией о возможной тектонической расслоенности мезо-кайнозойских толщ его южного склона, описав явления покровной тектоники в горах Лахыджа [5]. В последующих своих исследованиях, постоянно возвращаясь к проблемам тектоники Кавказа, к тому же с актуалистических позиций тектоники плит,

он в результате пришел к утверждению о причинно-следственных связях между тектонически расслоенными комплексами в структуре Каспийско-Кавказско-Черноморского региона и имеющем место явлении псевдосубдукции в истории его становления как составной части Средиземноморского складчатого пояса [22, 23].

Тектонически расслоенные мезо-кайнозойские структурные формы особенно характерны для азербайджанской части Большого Кавказа, в том числе для его юго-восточного погружения, где в различные годы были установлены и описаны разномасштабные и разновозрастные покровные комплексы, являющиеся здесь доминирующим элементом тектоники: анализ их площадного распределения указывает на то, что поверхностная структура региона в целом имеет аллохтонную природу с преимущественным смещением горных масс в южном направлении. Данный факт находит подтверждение также в материалах глубинного геологического картирования геофизическими методами (КМПВ, МОВ-МОГТ, МОВЗ, МТЗ, районирование и трансформирование геофизических полей), результаты которого свидетельствуют о том, что наблюдаемая на поверхности тектоническая зональность отражена также в структуре глубинных часчтей альпийского чехла и доюрского основания, но с достаточно четко выраженными признаками южной вергентности структурных зон и ограничивающих их глубинных разломов. Об этом, в частности, свидетельствует пространственное расположение блоков фундамента, отвечающих структурным зонам поверхности: при проецировании на горизонтальную плоскость они размещаются значительно севернее наблюдаемого на эрозионном срезе положения этих зон. Таким образом, относительно состояния альпийского чехла можно придти к выводу о том, что в современной структуре мезо-кайнозойский комплекс зоны Южного склона сорван со своего основания и перемещен в пределы северного борта Южно-Кавказской микроплиты, а в северном крыле погребен под аллохтонным мезозоем поднятия Бокового хребта. При этом, удается выделить следующие покровные комплексы: Шахнабад-Джиминский и Шахдаг-Бешбармагский в составе мегазоны Бокового хребта, Туфанский, Сарыбашский, Талачай-Дуруджинский, Загатала-Дибрарский и Говдаг-Сумгайытский в составе мегазоны Южного склона, Шамахы-Джейранкечмазский и Лянгябиз-Алятский в составе Вандам-Гобустанской мегазоны. Эти комплексы в целом отвечают восточным фрагментам трансрегиональных тектонических чешуй, западные сегменты которых закартированы на территории Грузии и Северного Кавказа. Часть из них находит также продолжение в Каспийской акватории, участвуя в погребенном состоянии в строении Абшеронского порога, а возможно, и Прибалханской зоны поднятий в Закаспии.

Процесс становления складчато-покровной структуры Юго-Восточного Кавказа рассматривается в рамках геодинамических моделей, имеющих в своей основе примат тангенциальных усилий и поддвигово-надвигового механизма при формировании современных орогенов. Образование покровных комплексов непосредственно приурочено к временному интервалу поздний аален-квартер, отвечающему переходной (поздний аален – средний миоцен) и континентальной (поздний миоцен – квартер) стадиям альпийского этапа геологического развития Кавказа, на которые приходится позднекиммерийская и последующие фазы тектогенеза.

Позднекиммерийская фаза распадается на три субфазы – предпозднебайосскую, предкелловейскую и предмеловую, с которыми связаны основные тектонические подвижки в регионе. Тангенциальный стресс на рубеже раннего и позднего байоса завершился тектонической перестройкой описываемого региона, сопровождающейся складчатостью и надвиговыми перемещениями южной вергентности в пределах северного шельфа, континентального склона и гемипелагиали

окраинного моря, приведшими к формированию Шахнабад-Джиминского и Туфанского покровных комплексов. Первый из них был перемещен по Главному Кавказскому надвигу на более глубоководные синхронные осадки второго комплекса. Последний в свою очередь был сорван с доюрского основания и, продвигаясь во фронте указанного надвига, частично перекрыл одновозрастные осадки Сарыбашской зоны центральной части бассейна. В предкелловейскую субфазу происходит очередная активизация сжимающих усилий в полосе поддвигового взаимодействия Южно- и Северо-Кавказской микроплит, в связи с чем осадки пелагиали и континентального подножия южного борта осадочного бассейна были сорваны с основания и совместно с аллохтонно надстраивающими их породами Туфанского и Шахнабад-Джиминского комплексов перемещены по Краснополянско-Зангинскому надвигу на вулканогенно-осадочный комплекс испытавшей перед этим поднятие Вандамской части южной микроплиты со становлением Талачай-Дуруджинского и Сарыбашского покровных комплексов. В предмеловую субфазу повторный тангенциальный срыв в зоне Главного Кавказского надвига привел к очередному продвижению Туфанской и более северных тектонических пластин на юг. Пережим структурного плана под воздействием этих подвижек привел к «захлопыванию» центральной части Сарыбашского покровного комплекса повторно перемещенной с севера Туфанской пластиной, которая пришла в тектоническое совмещение с Галал-Рустамбазской пластиной южного крыла указанного покровного комплекса.

Австрийская фаза привела к образованию Шахдаг-Бешбармагского покровного комплекса, обязанного происхождением раннеаптскими интенсивными подвижками в зоне Сиязанского разлома – тыльной чешуи Главного Кавказского надвига на границе мелководного шельфа и континентального склона мальм-неокомского морского бассейна. Они привели к срыву со среднеюрского основания жесткой массы Шахдагского барьерного рифа и расположенных в его тылу лагунно-мелководных судурских известняков и скоротечному их соскальзыванию по континентальному склону с аллохтонных перекрытием дислоцированных перед этим в дисгармоничные складки существенно глинистых толщ нижнего мела Хызынской зоны.

Ларамийская фаза связана с активизацией поддвигово-надвигового механизма в зонах Главнокавказского и Краснополянско-Зангинского нарушений. Под его воздействием во временном интервале ранний-поздний палеоцен весь пакет сформировавшихся в позднекиммерийскую эпоху юрских аллохтонных пластин, несущий на себе также мальм-меловой флишевый комплекс Загатала-Говдагской зоны, был в очередной раз шарьирован на юг, а в северном крыле затянут под плоскость Главного Кавказского надвига. При этом, более компетентный вещественный комплекс Загатала-Говдагской зоны был выдавлен вверх и сорван со своего пережатого паравтохтонного нижне-среднеюрского субстрата и совместно с Дуруджинской пластиной (фрагментом юрского аллохтонного комплекса) перемещен на юг по пологим плоскостям скольжения. Процесс сопровождался складчатостью и разлинзованием верхнеюрско-мелового вещественного комплекса на разномасштабные тектонические пластины, давшие впоследствии начало аллохтонным чешуям Говдаг-Сумгайытского шарьяжа.

Штирийской и аттической фазам позднего миоцена обязаны происхождением Загатала-Дибрарский и Говдаг-Сумгайытский покровные комплексы, которые погружаются на Абшероне под неоавтохтонную покрышку пород понтического и плиоцен-четвертичного возраста. Первый из них в современной структуре представляет собой сорванную со своего основания и смещенную на юг крупную пластину верхнеюрско-меловых пород, разбитую на

продольно обособившиеся тектонические чешуи южной вергентности, а вторая сложена образованиями, не древнее барремских, непосредственно наложенными на Шамахы-Гобустанский палеоцен-миоценовый комплекс полосы юго-восточного погружения Вандамского мезозойского поднятия северной бровки Южно-Кавказской микроплиты. При этом, первый покровный комплекс служит «родиной» Говдаг-Сумгайытского шарьяжа, при продвижении которого на юг происходило «соскабливание» его подошвой пластичных масс с поверхности автохтона и образование отжатых к югу паравтохтонных пластин, сохранившихся во фронте и основании аллохтона.

Роданская фаза обязана усилению бокового сжатия с середины века продуктивной толщи с образованием внутриформационных срывов в кайнозойском чехле Шамахы-Гобустанского автохтона, что привело к формированию южновергентных чешуй в структуре его центральной части и северного борта с фактическим удвоением мощности третичного комплекса (Шамахы-Джейранкечмазский покровный комплекс). Участие в составе надвиговых чешуй отложений нижнего плиоцена и трансгрессивное запечатывание его структурного плана верхним плиоценом (акчагыл) определяет возраст формирования этих аллохтонных масс как предакчагыльский.

Валахская фаза эоплейстоцен-четвертичного времени, по мере нарастания орогенеза в центральной полосе Юго-Восточного Кавказа, сопровождалась складчатостью и покровообразованием по его периферии. В результате породы плиоцен-эоплейстоцена южного борта Шамахы-Гобустанской зоны по пологим надвигам зоны Ганых-Айричай-Алятского разлома осложнили северный борт Нижне-Куринской депрессии на всем ее протяжении (Лянгябиз-Алятский покровный комплекс), а на севере был образован направленный на север Сиязанский ретрошарьяж из шахдагских известняков, ранее, в австрийскую фазу тектогенеза, шарьированных на юг.

Континентальные отложения бакинского яруса (ранний плейстоцен) полого нивелируют структурный план дислоцированных миоцен-плейстоценовых толщ, определяя верхний возрастной предел покровообразования на Юго-Восточном Кавказе.

Процесс формирования складчато-покровной структуры юго-восточного погружения, как и всего Кавказа, рассматривается в непосредственной связи с процессом внутриконтинентальной С-субдукции (псевдосубдукции) под воздействием давления Аравийской плиты, которая для Каспийско-Кавказско-Черноморского региона обосновывается в ряде работ [17, 20, 22-24]. Действительно, анализ новейших геолого-геофизических материалов по территории Азербайджана, в т.ч. последних сейсморазведочных данных по морской акватории, приводит к однозначному выводу о пологом погружении субдуцирующей Южно-Кавказской пластины на север под южную бровку Евразийского континента [12, 13, 15, 18, 21]. Узкая зона, зажатая между этими жесткими массивами, отвечает сутуре, вдоль которой происходит межконтинентальная аккреция. При этом субстрат мегазоны Южного склона полностью пережат и поглощен в зоне псевдосубдукции, а его альпийский чехол, сорванный с основания и шарьированный на юг, представляется аккреционной призмой, размещенной на мезо-кайнозойской паравтохтонной подстилке альпийского чехла Южно-Кавказской микроплиты.

Литература

1. *Адамия Ш.А.* Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа // Материалы Всесоюзной научной конференции: «Проблемы движений и структурообразованияв коре и верхней мантии». М.: Наука, 1985. С.98-111.
2. *Ахмедбейли Ф.С., Исмаил-заде А.Д., Кенгерли Т.Н.* Геодинамика Восточного Кавказа в альпийском тектоно-магматическом цикле (Азербайджан) // Труды Института Геологии

НАН Азербайджана. Баку: Nafta-Press, 2002, №30. С.36-48.
3. *Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И.* Большой Кавказ // В сб.: «Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования». М.: Наука, 1990. С.196-215.
4. *Баранов Г.И., Греков И.И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа // Материалы 2-го семинара по геодинамике Кавказа: «Проблемы геодинамики Кавказа». М.: Наука, 1982. С.51-59.
5. *Вассоевич Н.Б., Хаин В.Е.* Явления покровной тектоники в Лагичских горах // Известия АН СССР. Сер. геол., 1940, №1, С.76-80.
6. *Гамкрелидзе И.П.* Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // В сб.: «Тектоника и металлогения Кавказа». Тбилиси: Мецниереба, 1984. С.105-184.
7. *Исаев Б.М., Гаджиев Т.Н., Али-заде С.А., Кенгерли Т.Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа // Геотектоника, 1981, №1, С. 70-84.
8. *Кенгерли Т.Н.* Шарьяжная тектоника нефтегазоносных районов Юго-Восточного Кавказа // Труды Международного совещания-семинара: «Новейшая тектоника и ее влияние на формирование и размещение залежей нефти и газа». Баку: Nafta-Press, 1999. С.86 –90.
9. *Кенгерли Т.Н.* Этапность формирования покровов тектонически расслоенного альпийского чехла Большого Кавказа в пределах Азербайджана // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2005, №4, С.37-44.
10. *Кенгерли Т.Н.* Тектоническое районирование // Геология Азербайджана: В 7-ми т. Т.IV. Тектоника. Баку: Nafta-Press, 2005. С.32-42.
11. *Кенгерли Т.Н.* Дифференцированно-смещенные тектонические пластины в инфраструктуре Говдаг-Сумгайытского покровного комплекса Юго-Восточного Кавказа // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2006, №1, С.28-35.
12. *Кенгерли Т.Н.* Корреляция глубинной и поверхностной структур азербайджанской части Большого Кавказа на базе комплексных геофизических исследований // Геофизические новости в Азербайджане, 2007, № 3-4, С.25-27.
13. *Кенгерли Т.Н.* Особенности геолого-тектонического строения Юго-Восточного Кавказа и вопросы нефтегазоносности // Научные труды ИНИ ГНКАР, 2007, № 9, С. 3-14.
14. *Кенгерли Т.Н.* Юрские аллохтонные комплексы Большого Кавказа (Азербайджан) // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2007, №3, С.3-11.
15. *Кенгерли Т.Н., Алиев А.М.* О глубинном строении Абшеронского полуострова (по материалам новейших геолого-геофизических исследований) // Геофизические новости в Азербайджане, 2005, №4, С.43-46.
16. *Копп М.Л., Хаин В.Е.* Раннемеловые тектонические покровы севера Альпийского пояса Европы и их возможная природа // Доклады РАН, 1996, т.346, №2, С.226-230.
17. *Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В.* Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит // ДАН СССР. Т.230. 1976, №2, С.311-314.
18. *Мамедов П.З.* Особенности земной коры Южно-Каспийской впадины в свете новых геофизических данных // Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле, 2006, №3, С.36-48.
19. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001, 604с.
20. *Хаин В.Е.* Псевдосубдукция и ее роль в развитии орогенных поясов // М.: ГЕОС, Т.11. 2003. С.270-271.
21. *Хаин В.Е., Гаджиев А.Н., Кенгерли Т.Н.* О тектонической природе Апшеронского порога Каспийского моря // Доклады РАН, 2007, том 414, № 4 , С.523-527.
22. *Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Геодинамика и псевдосубдукция в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе // Труды Геологического Института АН Грузии, Нов.серия. Вып.119. Тбилиси: Геологический институт им.А.И.Джанелидзе, 2004. С.34-45.
23. *Хаин В.Е., Лобковский Л.И.* Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника, 1994, №3, С.12-29.
24. *Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е.* О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа // Геотектоника, 1987, №2, С.54-60.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Ким Н.С., Конторович А.Э., Фомин А.Н., Меленевский В.Н.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия (KimNS@ipgg.nsc.ru)

В последние десятилетия отмечается достаточно высокий интерес к отложениям нижней-средней юры на территории Западной Сибири, поскольку прирост запасов нефти и газа связывают с этими потенциально перспективными толщами. На ряде площадей севера Западной Сибири уже выявлены нефтепроявления и открыты нефтегазоконденсатные, газоконденсатные залежи в нижне-среднеюрских отложениях. Недостаточная изученность этого комплекса отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна обусловлена сложным геологическим строением, неоднородным фациальным составом отложений, большими глубинами их залегания.

Оценить нефтегенерационный потенциал осадочных толщ позволяют методы органической геохимии, дающие информацию об условиях осадконакопления, генетической природе органического вещества (ОВ) пород, степени его термической преобразованности. Изучение углеводородов, наследующих углеродный скелет и, в значительной степени, стереохимию от липидов живого вещества в рассеянном органическом веществе и нефтях в последние десятилетия, как в России, так и за рубежом, в связи с развитием и широким внедрением методов хромато-масс-спектрометрии, стало одним из основополагающих направлений органической геохимии.

Органическую геохимию мезозойских отложений севера Западно-Сибирского осадочного бассейна ранее изучали многие исследователи, среди которых Л.Н. Болдушевская, О.И. Бострикова, А.И. Данюшевская, А.Э. Конторович, И.Д. Полякова, Е.И. Соболева, Д.С. Сороков, О.Ф. Стасова, Г.Ф. Степаненко, В.С. Сурков, Ю.А. Филипцов, А.С. Фомичев и др. В настоящей работе были проведены детальные геохимические исследования на представительной коллекции кернового материала скважин севера Западной Сибири (в том числе и скважин Енисей-Хатангского регионального прогиба, пробуренных в последние десятилетия) следующими методами: определение содержания органического углерода в породах, пиролиз в варианте «Рок-Эвал», установление уровня зрелости органического вещества по углепетрографическим данным (отражательная способность витринита R^0_{vt}), холодная экстракция дробленых проб пород хлороформом, жидкостно-адсорбционная колоночная хроматография, газожидкостная хроматография, хромато-масс-спектрометрия насыщенных фракций битумоидов.

В работе рассмотрены распределение (концентрации $C_{орг,}$ в % на породу) и природа органического вещества в региональных стратиграфических горизонтах юры. Выделение генотипов ОВ основано на совокупности геохимических параметров: изотопный состав углерода нерастворимого органического вещества [1], распределение углеводородов-биомаркеров – соотношение стеранов C_{27}-C_{29}, [2, 4, 5], трицикланового индекс [3], пиролитические характеристики для умеренно преобразованного органического вещества.

В целом весь разрез нижне-среднеюрских отложений характеризуется относительно высокими содержаниями органического углерода в породах, что позволяет рассматривать их в качестве потенциально нефтегазоматеринских. Средние значения по стратиграфическим горизонтам лежат в интервале 1,4-3,4 % на породу. Концентрации органического углерода в породах нижней-средней юры

достигают максимальных средних значений 2,5-3,4 % на породу в аргиллитах тюменской

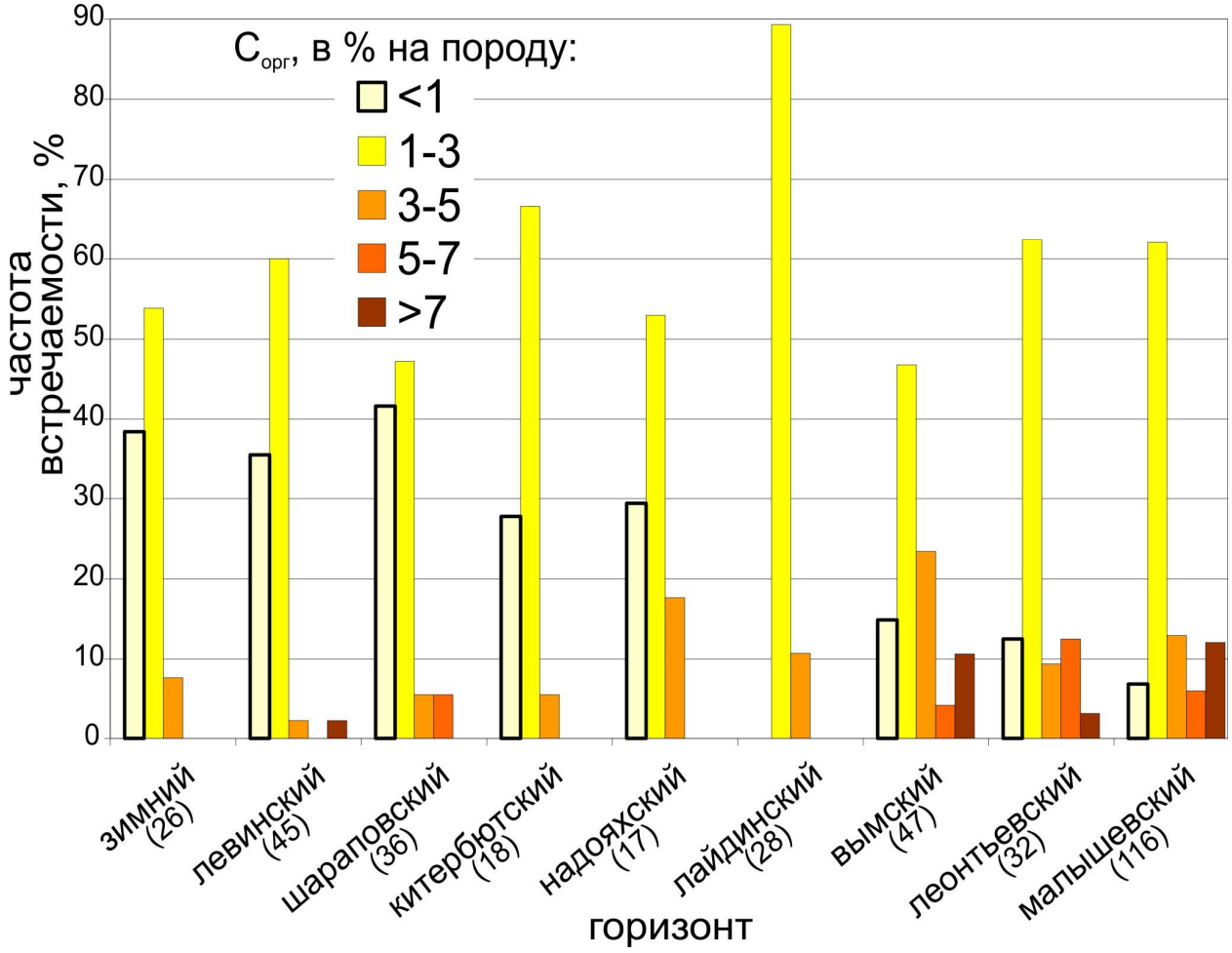


Рис. 1. Гистограммы значений $C_{орг}$ в аргиллитах нижне-среднеюрских отложений
Примечание: в скобках указано количество проанализированных образцов.

свиты и ее стратиграфических аналогах (вымской, леонтьевской, малышевской). Распределение концентраций $C_{орг}$ по изученной выборке показывает (рис. 1), что встречаемость образцов с содержанием органического углерода ниже кларковых значений (<1 % на породу) в нижнеюрских отложениях колеблется от 28 до 42 % от общего числа проб, тогда как в среднеюрских породах их количество не превышает 15 %. Доля образцов с повышенными концентрациями органического углерода (>3 % на породу) в нижне-среднеюрских породах варьирует от 4 до 18 %, достигая в отложениях тюменской свиты и ее стратиграфических аналогах значений 25-31 % (из них 15-18 % приходится на высокоуглеродистые породы с значениями $C_{орг}$>5 % на породу).

Распределение выходов хлороформенных битумоидов в изученных юрских породах позволяет сделать следующие выводы. В нижнеюрских породах уже происходили процессы генерации и первичной миграции углеводородов, что подтверждается общим пониженным фоном значений $Б_{хл}$ (средние по горизонтам содержания хлороформенных экстрактов изменяются от 0,03 до 0,05 % на породу). В соответствии с прямой зависимостью между концентрациями в породе органического углерода и битумоидов, породы вымского, леонтьевского, малышевского горизонтов, характеризующиеся повышением количества высокоуглеродистых пород в них,

выделяются и повышенными выходами битумоидов (0,12-0,20 % на породу). Данные пиролиза нижнеюрских и части среднеюрских пород оказались неинформативны для определения типа исходного ОВ. За исключением единичных образцов, ОВ пород нижней юры сильно преобразованно – значения температуры максимального выхода углеводородов пика S_2 (T_{max}) превышают 465-470 ^{0}C, что свидетельствует о реализации ОВ его начального генерационного потенциала.

Из отложений вымского горизонта пиролитическим методом было изучено 37 образцов, 20 из которых судя по высоким значениям T_{max} содержат сильнопреобразованное ОВ. Для 17 образцов вымского горизонта (Пеляткинская, Сузунская, Медвежья, Ушаковская, Урегнгойская площади) по данным пиролиза (T_{max}=439-468 ^{0}C, HI=58-142 мг УВ / г $C_{орг}$) ОВ диагностируется как террагенное (тип IV).

Породы леонтьевского горизонта характеризуется по сравнению с нижележащими отложениями невысокими значениями температуры T_{max} (442-478 ^{0}C), что подтверждает меньшую преобразованность ОВ в этих породах. Значения водородного индекса невелики – до 139 мг УВ / г $C_{орг}$, тип ОВ террагенный (тип IV).

Отложения малышевского горизонта по данным пиролиза находятся преимущественно в главной зоне нефтеобразования, средние значения T_{max} равны 454 ^{0}C. Основная часть пород характеризуется значениями водородного индекса не превышающими 125 мг УВ / г $C_{орг}$, что позволяет относить их к IV типу органического вещества. Однако 28 % образцов выборки имеет повышенные значения HI (до 394 мг УВ / г $C_{орг}$), т.е. исходным для этих пород является аквагенное и смешанное ОВ (тип II-III). К образцам аквагенного типа относятся породы из скв. Медвежья-1001, Хабейская-3, Яровская-2, большинство образцов из скв. Турковская-1, 2, Есетинская-180 и единичные прослои из скв. Южно-Носковская-318, Ушаковская-1, Сузунская-4, Пеляткинская-15, Паютская-1, Нанадянская-310.

На молекулярном уровне породы зимнего и левинского горизонта не изучались. Из отложений шараповского горизонта методами газожидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии исследован один образец, скв. Сузунская-4, глубина 4171 м. Данные по углеводородному составу (резкое преобладание этилхолестанов среди стеранов и трициклановсостава C_{19-20} над трициклановыми C_{23-26}), также как и данные пиролиза (T_{max}=454 ^{0}C, HI=76 мг УВ / г $C_{орг}$), указывают на террагенную природу ОВ (тип IV). Значение $\delta^{13}C$ для нерастворимого органического вещества равно -26,9 ‰ (рис. 2). В китербютском горизонте значения $\delta^{13}C$ изменяются от -25,8 до -25,6 ‰ (скв. Медвежья-1001) (рис. 2).

По распределению углеводородов-биомаркеров ОВ битумоидов китербютской свиты (2 образца) связано с высшей наземной растительностью (тип IV), а ОВ битумоидов котухтинской свиты (нижняя подсвита, пачка 2) имеет смешанный генезис (тип III). В образцах со смешанным типом ОВ (4 пробы из скв. Ево-Яхинская-356

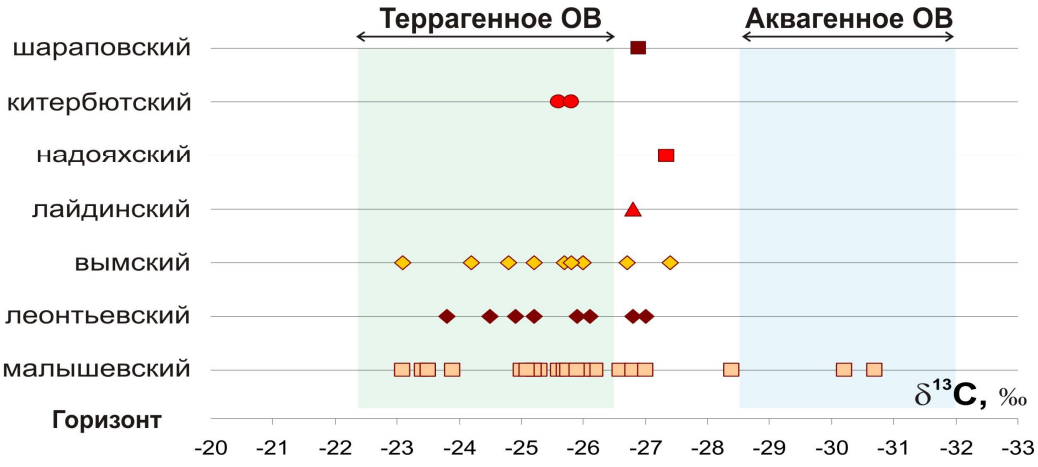


Рис. 2. Изотопный состав нерастворимого ОВ в отложениях нижней-средней юры.

и Медвежья-1001) содержание стеранов C_{27}, C_{28}, C_{29} приблизительно равномерное (рис. 3), значения отношения C_{29}/C_{27} колеблются в пределах 0,88-1,20, отмечается преобладание трициклановС$_{19-20}$ над C_{23-26}, которое указывает на привнос с континента ОВ высшей наземной растительности, пополнившего массу аквагенного ОВ. Повышенные значения $\delta^{13}C$ (-25,8…-25,6 ‰) для битумоидов со смешанной природой ОВ можно объяснить тем, что нефтегенерирующей (производящий битумоид) является только часть захоронявшегося ОВ, а изотопный состав углерода величина интегральная. Так же, скорее всего, влияет процесс фракционирования изотопов углерода в диагенезе, зависящий от обстановок захоронения. Органическое вещество надояхского горизонта по совокупности геохимических параметров относится к террагенному типу. Изотопный состав углерода в нерастворимом органическом веществе образца из скв. Медвежья-316, гл. 2327 м равен -27,35 ‰. Согласно молекулярным исследованиям двух образцов исходное ОВ битумоидов связано с высшей наземной растительностью.

На молекулярном уровне изучен один образец лайдинского горизонта (скв. Сузунская-4, гл. 3918 м). Значение $\delta^{13}C$ равно -26,8 ‰. Состав углеводородов-биомаркеров свидетельствует о террагенном генезисе ОВ, что согласуется с данными пиролиза (при T_{max} равном 450 ^{0}С значение невелико – 90 мг УВ / г $C_{орг}$).

Отложения вымского горизонта на молекулярном уровне изучены на более широкой выборке образцов (21 проба), чем нижележащие горизонты. Значения $\delta^{13}C$ в 12 исследованных образцах изменяются от -27,4 до -23,1 ‰. По распределению углеводородов-биомаркеров большая часть ОВ пород связана с высшей наземной

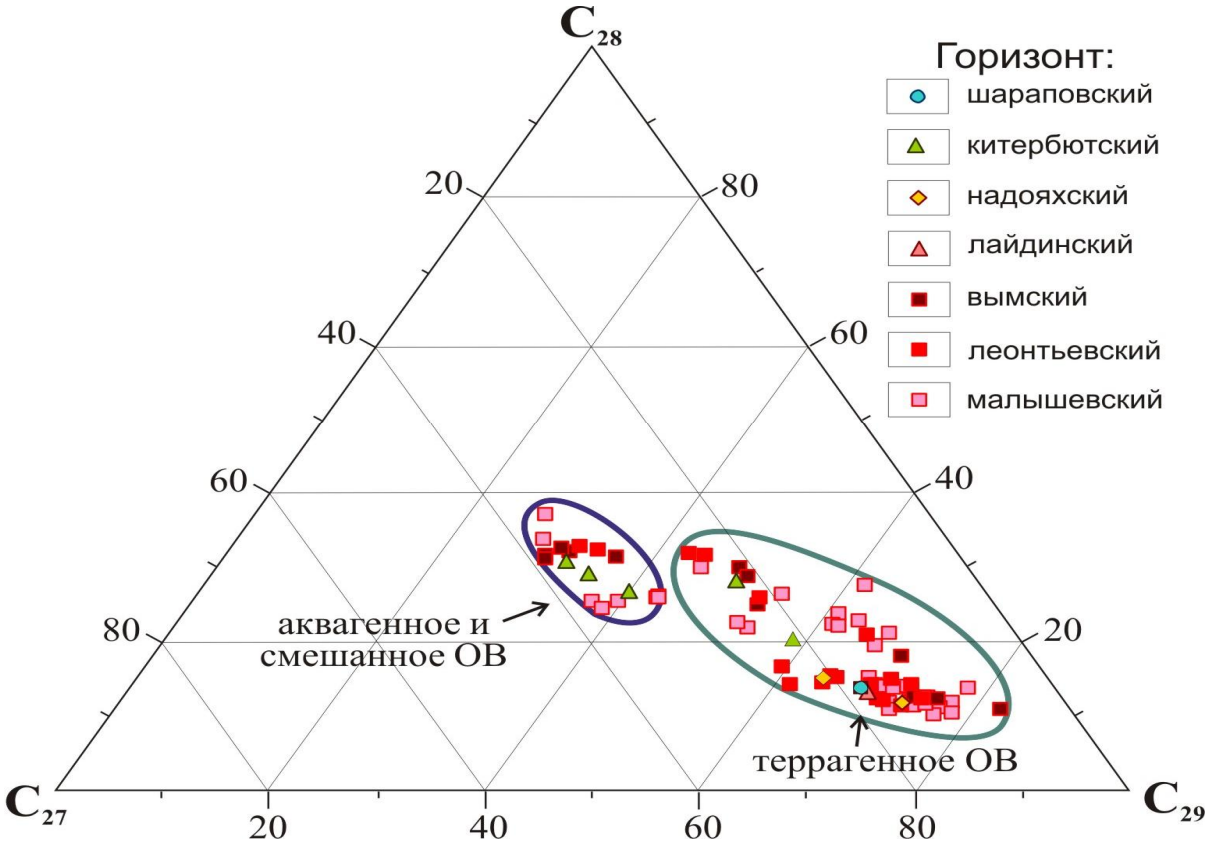


Рис. 3. Тригонограммы распределения стерановых углеводородов C_{27}, C_{28}, C_{29} в отложениях нижней-средней юры.

растительностью. Для 24 % образцов изученной выборки выявлен аквагенный или смешанный характер ОВ, тип II-III (2 пробы из вымской свиты, скв. Харасавэйская-103, 3 пробы из нижней подсвиты тюменской свиты, скв. Ень-Яхинская-501, Нижне-Пурская-700). Значения отношения C_{29}/C_{27} варьируют от 0,78 до 1,14, трицикланового индекс меняется от 0,43 до 0,76, достигая в битумоидах из Нижне-Пурской скважины значений 1,62-2,08.

Значения $\delta^{13}C$ нерастворимого органического вещества 6 образцов леонтьевской свиты лежат в интервале -26,8 до -23,8 ‰. Состав и распределение углеводородов-биомаркеров в 14 битумоидах из леонтьевской свиты указывают на террагенную природу ОВ. В стратиграфическом аналоге леонтьевской свиты – в средней подсвите тюменской свиты по биомаркерным параметрам и изотопному составу углерода (значения $\delta^{13}C$ равны -27,0 и -26,1 ‰) выявлены два битумоида смешанного генезиса (Есетинская и Средне-Надымская площади).

По распределению углеводородов-биомаркеров среди изученных битумоидов малышевского горизонта выделяются битумоиды как ОВ террагенного, так и аквагенного (скв. Харасавэйская-103, Есетинская-180) или смешанного (скв. Пайяхская-1, Южно-Носковская-318, Хальмерпаютинская-2099, Средне-Надымская-71) генезиса. На долю пород с аквагенным и смешанным типом ОВ приходится 25 % от общего числа изученных образцов. Значения изотопного состава углерода нерастворимого органического вещества малышевской свиты изменяются от -28,4 до -23,1 ‰. Примечательно, что изотопно легкие породы со значениями $\delta^{13}C$ равными -30,7 и -30,2 ‰ по молекулярному составу характеризуются как террагенные. Это расхождение обусловлено интегральным характером величины изотопного состава углерода.

Таким образом, по совокупности геохимических параметров (пиролитические характеристики, изотопный состав углерода, распределение углеводородов-биомаркеров), установлено, что в малышевской (J_2) и тюменской (J_2) свитах достаточно широко распространены уровни, где органическое вещество пород является аквагенным или смешанным (II-III тип), а концентрации органического углерода и значения отражательной способности витринита в этих породах позволяют рассматривать их в качестве потенциально нефтематеринских.

Литература

1. *Голышев С. И., Конторович А. Э., Богородская Л. И.* Способ определения типа рассеянного органического вещества // Пат. док.: № 949606, заявл. 31.07.1980, опубл. 07.04.1982: ТО СНИИГГиМС.
2. *Конторович А. Э.* Эволюция нафтидогенеза в истории Земли // Геология и геофизика, 2004, Т.45, №7, С.784-802.
3. *Конторович А. Э., Бахтуров С. Ф., Башарин А. К. и др.* Разновозрастные очаги нафтидообразования и нафтидонакопления на Северо-Азиатском кратоне // Геология и геофизика, 1999, Т.40, №11, С.1676–1693.
4. *Петров А. А.* Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984, 263 с.
5. *Peters K. E., Moldowan J. M.* The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1993, 363 p.

МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЕ ПЛИТ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АСПЕКТ

Кириллова Г.Л.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия
(kirillova@itig.as.khb.ru)

Восточно-Азиатская континентальная окраина представляет собой гигантскую аккреционную систему, протягивающуюся на 5000 км и последовательно наращивающуюся последние 450 млн. л. Геотектоническое районирование, проводившееся на основе геосинклинальной концепции, пересматривается в рамках плейттектонической парадигмы [1-6]. Выдвигаются и новые идеи нелинейной геодинамики, подчеркивающие «нелинейное вторжение в седиментогенез тектонического фактора – покровообразования» [7, с. 484].

Геологическое картографирование последних лет крупного и среднего масштаба, широко использующее микропалеонтологические и хронометрические методы, также вносит свои коррективы [1, 3, 4].

Изучение современных аккреционных систем показывает довольно широкое разнообразие их структуры. Наиболее детально изучены аккреционные призмы (АП) в Японии [8, 9, 11], в том числе и современная континентальная окраина юго-западной Японии в рамках программы IODP Nan Tro SEIZ, экспедиции 314-316, 319, 322 [10, 12].

Последние детальные исследования континентального склона желоба Нанкай в зоне конвергенции Евразийской и Филиппинской плит [10, 12] показали его весьма сложное строение (рис. 1). По данным сейсморазведки 3D, мощность осадков в преддуговом бассейне Кумано с возрастом 3.65-3.8 Ма, с перерывом и несогласием перекрывающем АП с возрастом 5-5.6 Ма, достигает 2 км. Установлено скольжение возраста этого несогласия вверх по склону на расстояние 20 км от 3.65 до 3.8 Ма. Мощность базального горизонта, перекрывающего АП варьирует от 50 до 500 м.

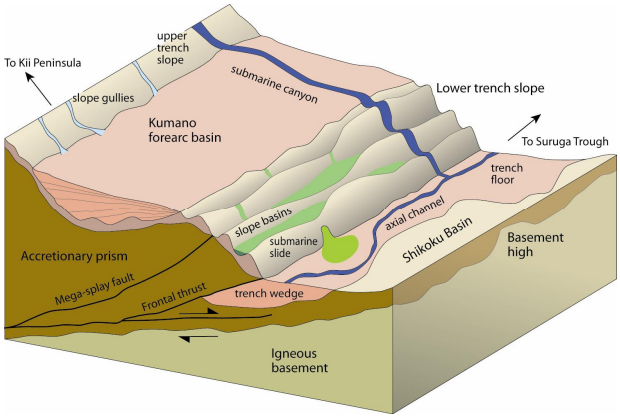


Рис. 1. Генерализованная схема строения континентальногосклона желоба Нанкай [10].

Сейсмостратиграфические границы в разрезе бассейна Кумано наклонены в сторону континента, что обусловлено смещением пластин АП по серии надвигов и образованием поднятий, отгородивших бассейн. Поскольку депоцентр бассейна смещался к континенту, ширина его увеличивалась в этом же направлении от 10 до 30 км. По мере воздымания ограничивающих хребтов в результате активизации движений по надвигам началось формирование крупных оползней и турбидитов 1.65 Ма назад. Характерно также появление протяженных поперечных подводных каньонов, поставлявших кластический материал с континента, о чем свидетельствует состав обломков. Современная фронтальная АП формируется в нижней части континентального склона у фронтального надвига [10, 12].

Полученные данные по структуре кайнозойской и современной континентальной окраины [10, 12], а также по хорошо изученным фрагментам юрско-меловой окраины юго-западной Японии [8, 9, 11] способствовали расшифровке структуры Нижнеамурского фрагмента юрско-меловой Восточно-Азиатской окраины, реконструкции возможных

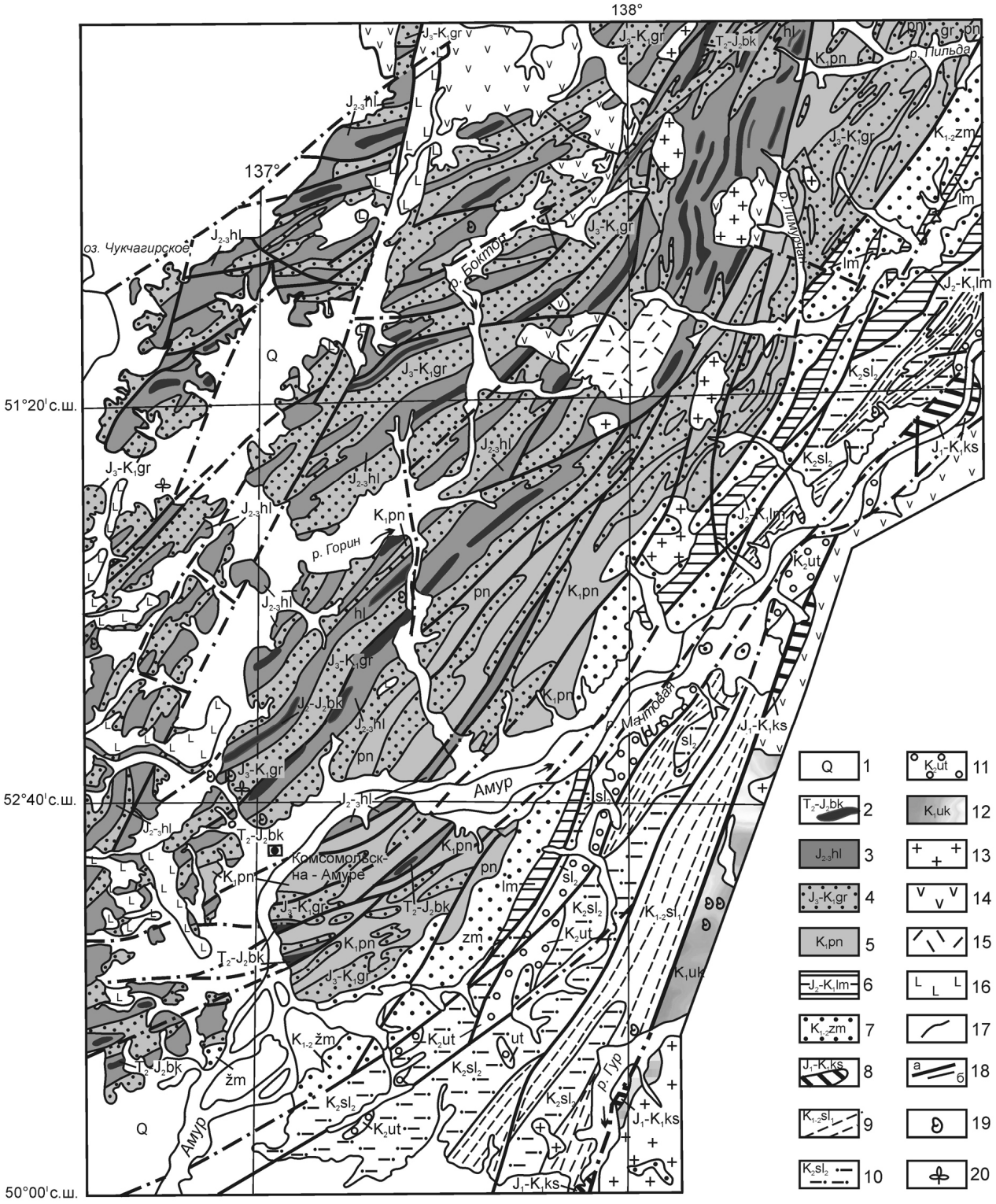


Рис. 2. Геологическая карта Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской окраины [4].

1 – четвертичные отложения; 2 – бокторская толща; 3 – хольвасийская толща; 4 – горинская свита; 5 – пионерская свита; 6 – лимурийская толща; 7 – жорминская толща; 8 – киселевская свита; 9 – нижнесиласинская подсвита; 10 – верхнесиласинская подсвита; 11 – утицкая свита; 12 – уктурская свита; 13-15 – позднемеловые: 13 – гранитоиды; 14 – вулканиты среднего состава; 15 – вулканиты кислого состава; 16 – неоген-четвертичные базальты; 17 – границы стратонов; 18 – разломы: а) – главные, б) – второстепенные; 19 – находки фауны; 20 – находки флоры.

обстановок формирования отдельных элементов.

Структурно юрско-меловые отложения двух структурно-формационных зон (СФЗ) и трех подзон (СФПЗ) Нижнееамурского фрагмента представляют собой пакет разномасштабных пластин, смятых в складки и нарушенных соскладчатыми надвигам и сдвигами северо-восточного простирания (рис. 2, 3). Но нижне-верхнемеловые отложения склоновых бассейнов слабее литифицированы и образуют более простые брахиформные складки. Возраст пластин омолаживается преимущественно с северо-запада на юго-восток, хотя преобладает северо-западное падение как слоев, так и надвигов. Нелинейность в развитии Нижнеамурского фрагмента с неоднократным «вторжением» тектонических процессов в седиментогенез, выступает вполне отчетливо на разных этапах его развития.

Ввиду общности многоэтапных дислокаций, обусловивших современную чешуйчатую структуру рассматриваемой территории, где сложно сочетаются образования океанической и континентальной плит, аккреционная призма рассматривается в широком смысле. Она включает субдукционный подкомплекс, характеризующий состав и строение океанической плиты, и надсубдукционный преимущественно терригенный подкомплекс, представленный или турбидитовыми фанами, или отложениями «склонового» бассейна (slope basin).

Смена фаций отложений океанической плиты терригенными образованиями континентального склона глубоководного желоба и микропалеонтологическое датирование позволяет идентифицировать два этапа субдукции: позднеюрский в Бокторской СФПЗ Горинской СФЗ и альбский в Нижнеамурской СФЗ.

Топографически океаническая плита в поздней юре представляла собой абиссальную равнину, на которой отложился довольно мощный слой пелагических кремней, перекрытый гемипелагическими глинистыми осадками.

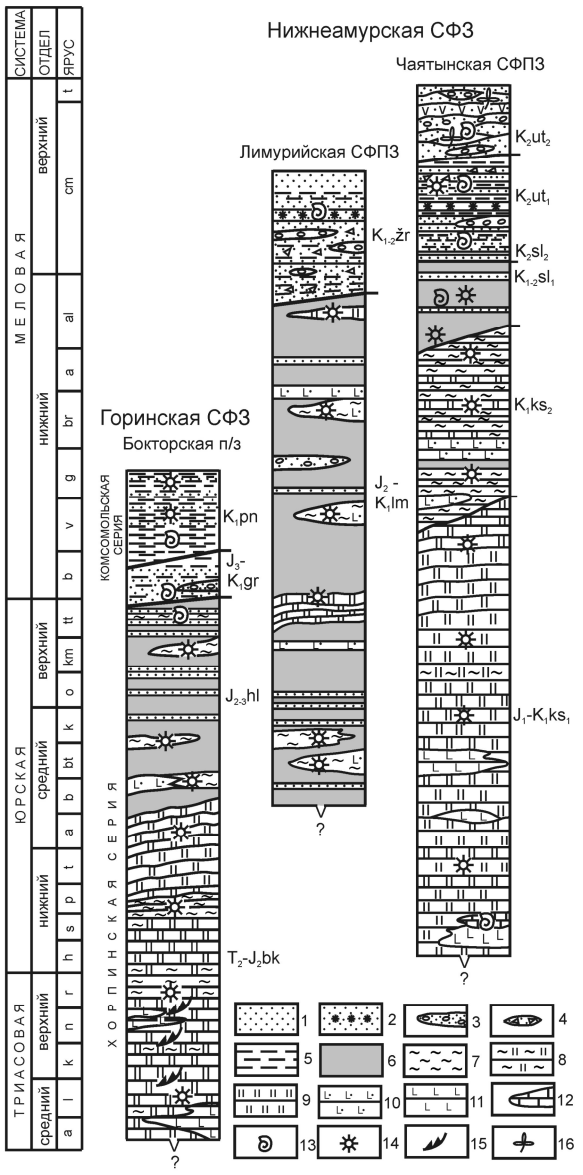


Рис. 3. Зональная схема корреляции литостратиграфических подразделений [4].
1 – песчаники; 2 – туфопесчаники «узорчатые»; 3 – конгломераты; 4 – седиментационные брекчии; 5 – алевролиты; 6 – глинистые сланцы и алевропелиты; 7 – кремнисто-глинистые сланцы; 8 – кремни глинистые; 9 – яшмы и кремни; 10 – туфы и гиалокластиты основного состава; 11 – лавы основного состава; 12 – известняки; 13 – двустворки; 14 – радиолярии; 15 – конодонты; 16 – флора.

В альбе морфология океанической плиты была более сложной за счет присутствия вулканических поднятий, увенчанных карбонатными постройками.

Скорости седиментации на континентальном склоне глубоководного желоба достигали 300 м/млн. л.

Современная сложная структура Нижнеамурского фрагмента обусловлена наложением нескольких этапов деформаций.

Работа поддержана РФФИ (грант 09-05-00174), а также ОНЗ и ДВО РАН (грант 09-01-ОНЗ-01).

Литература

1. В.И. Анойкин, Г.Л. Кириллова, Л.П. Эйхвальд. Новые представления о составе, строении и возрасте Нижнеамурского фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 60-77.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1-372.
3. В.А. Кайдалов, В.И. Анойкин, Т.Д. Беломестнова. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1: 200 000, лист М-54-1. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 185 с.
4. Г.Л. Кириллова, В.И. Анойкин. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // ДАН. 2011, в печати.
5. Б.А. Натальин. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
6. Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
7. Ю.М. Пущаровский, С.Д. Соколов. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Науч. мир, 2001. С. 476-508.
8. N. Ishida. Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanosho area, western Kyushu // News of Osaka Micropaleontologists. 2009. Special Volume, N 14, pp. 375-403.
9. Y. Isozaki. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc. 1997, N 6, pp. 25-51.
10. G.F. Moore, M. Strasser, G. Kimura et al. Evolution of tectono-sedimentary systems in the Nankai Forearc: A summary of results from NanTroSEIZE drilling and 3D seismic expeditions // Abstracts Volume of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010, p. 613.
11. S. Nakae. Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, central Japan //Bulletin of the Geological society of Japan. 2006, V. 57, N½, pp. 29-50.
12. M.B. Underwood, S. Saito, Y. Kubo et al. Lithostratigraphic evolution of sedimentary strata entering the Nankai subduction margin of SW Japan: A summary of results from IODP NanTroSEIZE expeditions // Abstracts Volume of 18th ISC. Mendoza, Argentina, 2010, p. 883.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кирилюк В. П.

Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина, (Kyrylyuk.V@i.ua)

Одной из важнейших теоретических проблем современной геологии остается вопрос об условиях формирования и развитии земной коры в раннем докембрии. Разные аспекты этой проблемы, такие как природа раннедокембрийских комплексов, формирование структуры и геотектоническая эволюция фундамента древних платформ, уже давно обсуждаются, как на материалах отдельных регионов, так и в общегеологическом глобальном аспекте, но по принципиальным вопросам еще до сих пор нет ни согласованной, ни хотя бы какой-то доминирующей идеи. Более того, в последнее время интерес к этой проблеме явно снизился. Главными причинами этого являются, с одной стороны, отсутствие принципиально новых данных относительно геологического строения раннедокембрийских геоструктур, а также новых методов или подходов к познанию ранних этапов развития земной коры, а с другой стороны – экспансия актуалистических и даже откровенно униформистских плитнотектонических представлений в геологию и геологическую историю раннего докембрия, в результате чего нередко создается впечатление, что проблемы ранних этапов развития земной коры вообще не существует.

Наглядным подтверждением этого являются многочисленные публикации последних десятилетий, материалы совещаний и научных конференций, посвященных возможностям применения концепции литосферних плит к раннедокембрийским геоструктурам. В одном из недавних обобщающих трудов прямо говорится, что «в раннем докембрии выделены проявления геодинамических процессов, которые прослеживаются без заметных изменений в фанерозойский эон; изменения в геодинамике, имеющие направленный эволюционный характер» [3, стр.8], по мнению авторов, имеют второстепенное значение.

Такие выводы действительно можно сделать, если сравнивать раннедокембрийский этап развития земной коры в целом со следующим, неогейским этапом на качественном породном уровне. Почти все породы раннего докембрию, с учетом результатов «элиминации метаморфизма», находят своих аналогов среди фанерозойских образований. Но их сочетания (парагенезисы) и масштабы распространения принципиально отличны, и общая картина кардинально меняется при сравнении раннедокембрийского и последующих этапов формирования земной коры на уровне геологических формаций, комплексов и соответствующих структурных элементов. Именно тогда выявляется глубокое своеобразие как нижнего докембрия в целом, которым сложен *раннедокембрийский фундамент древних платформ*, так и каждого из последовательно сформированных раннедокембрийских стратигенних комплексов. Именно эти масштабные структурно-вещественные особенности нижнего докембрия, обусловленные тектоническими причинами, требуют своего первоочередного и генетического (геотектонические режимы), и геоеволюцийного (причинно-следственные изменения режимов) объяснения.

К проблеме раннего докембрия неоднократно обращался в своих трудах выдающийся геолог и тектонист современности академик АН СССР и РАН В. Е. Хаин. В одной из работ, специально посвященных этой проблеме [4], В. Е. Хаин констатировал, что в ходе историко-геологического изучения ранних стадий развития земной коры «почти с самого начала наметились две противоположные тенденции в толковании наблюдаемых

фактов. Одна из них исходит из принципа актуализма или даже униформизма; в соответствии с этой тенденцией тектонический режим раннего докембрия, включая архей, *без особых объяснений* (*курсив наш* – В.К.) рассматривается как обычный геосинклинальный, что естественно распространяется и на формации горных пород, и на тектонические структуры. Представители другой тенденции, прежде всего, стремятся найти в раннедокембрийских образованиях отличия от более поздних, в особенности фанерозойских; соответственно они предлагают для наименования раннедокембрийского (архейского) тектонического режима развития особые названия (догеосинклинальный, нуклеарный, пермобильный и т.п.) понимая их далеко не всегда одинаково» [4, с. 5]. Рассмотрев известные на то время факты и отношение к ним разных исследователей, В.Е. Хаин делает вывод, что «различия в структуре и характере развития земной коры на ранних и поздних этапах, несомненно, существуют, особенно если сравнивать архей с фанерозоем, но они далеко не так велики, как казалось вначале» [4, с. 11]. Однако при этом автор считает, что «окончательное и полное решение затронутых вопросов – дело самих докембристов» [4, с. 12].

Позднее, обращаясь к вопросам тектоники докембрия, В. Е. Хаин и Н. А. Божко [5] справедливо отметили, что «основная проблема тектоники докембрия состоит в выяснении времени вступления в действие механизма тектоники плит, … принцип униформизма, с определенными поправкам, соблюдается с позднего рифея, т.е. действителен для последнего миллиарда лет истории Земли. … Начиная со среднего рифея и особенно с границы позднего и раннего протерозоя, об униформизме тектонических процессов говорить становится все труднее, тем более применительно к архею и катархею» [5, с. 349]. При этом авторы указывают методический путь решения проблемы, согласно которому «имея дело даже с самыми ранними этапами развития земной коры, мы прежде всего должны искать аналогии с современным этапом. … И только после обнаружения особенностей движений, деформаций, структур, пород, не сводимых к современным, нам следует обратиться к поискам тех процессов, которыми они были созданы, и флюидно-термодинамических условий их образования. Только так мы можем перейти к объективному выявлению направленности и стадийности в тектонической истории Земли, равно как и ее геологической истории в целом» [5, с. 349].

Следуя этим рекомендациям, непредвзятое обобщение известного в настоящее время материала по геологии раннедокембрийского фундамента древних платформ, который обнажается на щитах и уже достаточно хорошо изучен разными методами под платформенным чехлом, показывает существование целого ряда особенностей, «не сводимых к современным» [5] и отличающих раннедокембрийские образования от геоструктур неогея.

Прежде всего, это касается вещественных особенностей раннедокембрийских комплексов и их геолого-формационного состава. На щитах и в погребенном фундаменте древних платформ известны пять главных типов раннедокембрийских стратометаморфических комплексов: а) гранулито-гнейсовые, б) амфиболито-гнейсовые, в) зеленокаменные (метавулканогенные), г) железисто-кремнисто-сланцевые (метавулканогенно-хемогенно-терригенные), д) гнейсо-сланцевые (метакарбонатно-терригенные). Эти стратигенные комплексы, на фоне которых происходили все последующие эндогенные метаморфические, ультраметаморфические и интрузивные магматические процессы, составляют основу геологического строения и геологической истории (летописи) раннедокембрийского фундамента. От стратигенных комплексов неогея их отличает повсеместный метаморфизм, при этом установлена устойчивая корреляция характера и степени метаморфизма комплексов с их составом. Все комплексы

четко отличаются наборами геологических формаций, которые не могут быть сопоставлены между собой, с учетом разницы в степени метаморфизма, и не имеют аналогов среди стратигенных комплексов и формаций неогея, при их сопоставлении путем мысленного «снятия метаморфизма». Это свидетельствует о направленном эволюционном формировании стратигенных комплексов, отвечающих последовательным этапам и стадиям тектонического развития фундамента, и позволяет рассматривать их как *тектоностратиграфические подразделения.*

В структурно-тектоническом отношении фундамент древних платформ характеризуется преобладанием нелинейных, изометричных и субизометричных в плане блоковых структур, ограниченных так называемыми шовными или мобильно-проницаемыми зонами. Такое строение уже достаточно давно установлено для всех щитов и отчетливо видно на современных картах фундамента Восточно-Европейской платформы [1 и др.]. Названные выше главные раннедокембрийские стратометаморфические комплексы составляют основу структурных этажей этих блоковых структур. На основании закономерных, повторяющихся на разных щитах сочетаний структурных этажей установлено несколько структурно-формационных типов мегаблоков: а) гранулитовые, б) гранулит-диафторитовые, в) гранулит-амфиболитовые, г) гранитно-зеленокаменные (амфиболит-зеленокаменные), г) гранитно-гнейсосланцевые. Изучение структурно-стратиграфических соотношений этажей мегаблоков показывает последовательное формирование и смену в ходе раннедокембрийского тектонического развития гранулито-гнейсовых стратометаморфических комплексов амфиболито-гнейсовыми, последних зеленокаменными, за которыми следуют железисто-кремнисто-сланцевые и гнейсо-сланцевые комплексы, как возрастные и фациальные аналоги в разных типах мегаблоков. При этом гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые комплексы распространены в разных типах мегаблоков, в то время как более молодые приурочены только к отдельным типам мегаблоков.

Эти данные подтверждают целесообразность выделения в раннедокембрийском тектоническом развитии двух этапов – эогея и протогея [6], первый из которых можно определить как этап неотчетливой, догеоблоковой геотектонической дифференциации, а второй – как этап отчетливой геоблоковой дифференциации [2]. На протяжении эогея были сформированы исходные стратигенные толщи гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов, в протогее – зеленокаменные и более молодые комплексы. В системе геохронологической периодизации эогей примерно соответствует раннему и позднему архею, протогей – позднему архею - раннему протерозою. Граница между ними в глобальном масштабе имеет скользящий характер и в разных регионах по началу формирования зеленокаменных комплексов определяется в интервале 3500-2900 млн. лет.

Сравнительное изучение однотипных высокотемпературных стратометаморфических комплексов в разных типах мегаблоков позволило установить наличие в них, наряду с общими устойчивыми корреляционными признаками, отличительных особенностей, как первичных, сингенетических, так и приобретенных в ходе длительного автономного эндогенного развития комплексов (структурных этажей) в разных мегаблоках. Анализ структурного положения и площадного распространения комплексов, кроме четкой приуроченности разных комплексов к определенным типам мегаблоков, показал закономерное сокращение в ходе эволюции на всех щитах и, очевидно, в раннедокембрийской земной коре в целом, областей вулканогенного и вулканогенно-осадочного литогенеза и последовательное увеличение площадей поднятий. При этом следует особо подчеркнуть, что гранитно-зеленокаменные

области (мегаблоки), вопреки распространенному мнению, не являются, и в прошлом никогда не были доминирующим типом раннедокембрийских геоструктур, охватывая не более 5-7% площади фундамента древних платформ.

К числу своеобразных, неповторимых в неогее, как по составу, так и по масштабам проявления, относятся раннедокембрийские ультраметаморфические образования, связанные преимущественно с высокотемпературными гранулито-гнейсовыми и амфиболито-гнейсовыми комплексами. Их состав определяется, главным образом, составом исходных для них суперкрустальных формаций, а не тектоническим режимом, от которого при их формировании в условиях поднятия (растяжения) и погружения (сжатия) зависят лишь конституционные (структурно-текстурные) особенности ультраметаморфических (плутоно-метаморфических) комплексов.

Ультраметаморфические комплексы совместно с замещаемыми стратигенными комплексами образуют структурные этажи мегаблоков. Как показывают изотопно-геохронологические исследования, одной из особенностей раннедокембрийских структурных этажей является длительный характер формирования их состава и структуры. Датировки ультраметаморфических образований свидетельствуют об их растянутом во времени формировании в изотермических условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций на протяжении всего раннего докембрия вплоть до общей кратонизации фундамента около 1900-2000 млн. лет. Подобные PT-условия ультраметаморфизма неизбежно приводили к массовому «омоложению» изотопных датировок в сопряженных с ними стратигенных комплексах, часто ошибочно принимаемых за их истинный геохронологический стратиграфический возраст. Длительный характер эндогенных процессов подтверждается согласованными структурно-метаморфическими соотношениями на границах структурных этажей, их участием в общих деформационных структурах, что свидетельствует о продолжающемся эндогенном развитии эогейских комплексов нижних структурных этажей на протяжении всего протогея.

На основании имеющихся геологических и изотопно-геохронологических данных, на уровне современного денудационного среза эндогенные термические и связанные с ними деформационные процессы различной интенсивности закончились *во всех геоструктурных областях (мегаблоках) примерно одновременно – около 1900±100 млн. лет*. В связи с этим, для районирования раннедокембрийских территорий оказывается неприменимым принцип завершающей складчатости, а раннедокембрийские структурные этажи, в отличие от этажей складчатых систем неогея, не могут рассматриваться как результат последовательных законченных тектоно-магматических (-метаморфических) циклов. Поэтому для обозначения раннедокембрийских структурных этажей при картографическом изображении целесообразнее использовать представления о времени начала их формирования (структурные этажи раннеэогейского, позднеэогейского и т.д. заложения).

Названные главные и целый ряд других особенностей раннедокембрийских комплексов и территорий их распространения не находят объяснения в рамках существующих представлений об условиях, механизмах и длительности формировании структур неогея. Для раннего докембрия, продолжительностью от более чем 4000 до 1900 млн. лет, в настоящее время отсутствуют данные о повторяемости, цикличности процессов формирования структур земной коры, подобной той, которая в рамках известных геотектонических концепций приводит к образованию разновозрастных (байкальских, каледонских, герцинских и т.д.), но принципиально сходных геоструктур. Напротив, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о направленном, необратимом непрерывно-прерывистом раннедокембрийском

развитии верхней части земной коры, представленной в ее современной структуре фундаментом древних платформ – *кратонов*, в их изначальном классическом понимании.

Поэтому, разработка теории формирования фундамента кратонов – *концепции кратоногенеза* – остается по-прежнему актуальной. Создание целостных представлений о развитии раннедокембрийской земной коры, на наш взгляд, невозможно без создания самостоятельной теоретической основы, равноценной геосинклинально-платформенной теории или ее преемнице – плитнотектонической концепции, которые вполне удовлетворительно объясняют формирование соответствующих геоструктур неогея, но в целом не применимы к фундаменту кратонов. Это не противоречит тому, что отдельные составляющие разных теорий могут совпадать, как, например, проявление горизонтальных движений, надвиговых и сдвиговых, являющихся одним из столпов тектоники литосферных плит. Однако применительно к раннему докембрию они, и связанные с ними процессы, не могут объяснить все особенности проявления эндогенной и экзогенной геодинамики. В раннедокембрийской геодинамике определяющую роль, вероятно, играло исходное высокотемпературное состояние верхних оболочек Земли, изменение которого в сторону охлаждения в значительной мере определило эволюцию литогенеза и геолого-формационные отличия разновозрастных стратигенных комплексов, эволюцию условий их метаморфизма и ультраметаморфизма, и даже структурные особенности верхней части земной коры.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
2. *Кирилюк В.П.* Геотектоническая периодизация раннего докембрия // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 292-296
3. *Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М.* Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М.: Научный мир, 2008. 184 с.
4. *Хаин В.Е.* Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии – действительные и мнимые // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С 5-13.
5. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
6. *Шульдинер В. И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ М.: Недра, 1982. 226 с.

АЛЬТЕРНАТИВНЫЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Киркинский В. А.

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Новосибирск, Россия
(kirkinsk@uiggm.nsc.ru)

Проблема движущего механизма дрейфа континентов была одной из главных причин длительного неприятия мобилизма в геологии. Идея тепловой конвекции в мантии Земли в качестве возможной причины такого дрейфа впервые была высказана ещё в 1931 году [7]. Различные варианты термоконвекции, разработанные рядом авторов во второй половине 20-го века, были приняты в качестве теоретического обоснования тектоники плит в её современном виде. Отметив недостатки предложенных моделей, Е. В. Артюшков [1], О. Г. Сорохтин и С. А. Ушаков [5] в качестве причины конвекции рассматривали гравитационную дифференциацию

За последние два десятилетия на основе развитых методов компьютерного программирования выполнен целый ряд работ по моделированию конвекции в мантии Земли, однако принятые модели конвекции всё ещё далеки от адекватного описания глубинных процессов по целому ряду причин:

· реологические свойства пород мантии очень сильно отличаются от свойств жидкостей, для которых построена классическая гидродинамика;

· не доказана возможность перенесения законов конвекции, выявленных на малых объектах на гигантские масштабы размером тысячи километров;

· в расчётах обычно рассматривается стационарная конвекция, в то время как время достижения стационарного процесса иногда сравнимо с временем существования Земли;

· практически во всех работах рассматриваются плоские, то есть двумерные модели. Решение значительно более сложных трёхмерных задач может значительно изменить полученные выводы;

· среди множества упрощающих предположений о свойствах глубинных пород особенно странным является усреднение значений вязкости с глубиной при её реальных вариациях на 4-5 порядков. По этой причине некоторые авторы изначально принимают наличие двухслойной конвекции [2];

· в существующей кинематической теории литосферных плит положение и параметры плит задаются заранее в начальных и граничных условиях [6];

· в геофизических моделях практически не рассматриваются очень важные вопросы химико-плотностной дифференциации пород, поведения летучих, изменения окислительно-восстановительных условий с глубиной, играющие очень важную роль в геологических процессах.

Принятые модели термической и термогравитационной конвекции, как движущего механизма тектоники плит, трудно согласовать с целым рядом фактов.

- Линейный характер океанических рифтовых зон, длина которых составляет тысячи километров, с изломами по их простиранию кардинально отличается от изометричных в плане восходящих потоков при термической и термогравитационной конвекции.

- Поступление с больших глубин разогретого и более лёгкого материала в область рифта должно приводить к подъёму рельефа не только в рифтовой зоне, но и в прилегающих к рифту областях. Вопреки этому уровень дна океанов устойчиво понижается со временем.

- При перемещении рифтовой зоны над зародившимся на большой глубине восходящим потоком её строение должно становиться асиммметричным. Однако значительной асимметрии океанических рифтов не наблюдается даже при перемещении их на многие сотни километров от первоначального положения

на геоиде, как это имеет место, например, для Срединно-Атлантического рифта.

- После образования рифтовой трещины расплавленный материал восходящего потока должен изливаться на поверхность, а не совершать путешествие длиной тысячи километров в горизонтальном направлении, преодолевая огромное сопротивление и совершая дополнительную работу по перемещению плиты, как это предписывают модели термической конвекции в мантии.

- Горизонтальные напряжения, передаваемые от потоков в астеносфере на плиты, недостаточны для перемещения последних.

- Конвекция в нижней мантии может происходить только при больших сверхадиабатических перепадах температуры. Такие перепады должны поддерживаться мощными внутренними источниками тепла, так как тепловая конвекция приводит к выравниванию температуры по адиабатическому закону. Природа таких источников не выявлена.

- В моделях, в которых верхние пограничные слои конвективных ячеек отождествляются с литосферными плитами, основной движущей силой перемещения плит считают отрицательную плавучесть их в зонах субдукции в результате перехода базальта в эклогит. Неясно под действием каких сил плиты первоначально погружаются на значительную глубину в более плотную мантию.

- Субдуцируемая часть плиты не может приводить к её горизонтальному перемещению, тем более что при изгибе плиты в зоне Беньофа она разбивается трещинами параллельными этой зоне.

- Если погружающийся участок плиты увлекает за собой всю плиту, последняя должна испытывать напряжения растяжения. На самом деле в плитах с глубиной возрастают напряжения горизонтального сжатия, превышающие литостатическое давление.

- Как известно, граница литосферы под континентами находится значительно глубже, чем под океанами. Некоторые геофизики и геологи отрицают даже наличие астеносферного слоя под древними платформами и говорят об очень длительной связи этих платформ с мантийными корнями. Эти факты трудно согласовать с предложенными моделями конвекции.

Ранее автор предложил и обосновал принципиально отличающийся движущий механизм тектоники плит [3, 4]. Ниже в обновлённой форме изложено существо этого механизма. Обновление связано с дополнительными аргументами в пользу этой концепции, полученными за последние два десятилетия.

1. Образование мировой системы рифтов связано с разрывом жёсткой, но хрупкой литосферы в областях её наименьшей прочности при глобальных механических и термических напряжениях. Механические напряжения растяжения вызываются небольшим (первые проценты) увеличением объёма планеты при гравитационной дифференциации и росте ядра, а также гравитационным взаимодействием с другими космическими телами, в первую очередь - с Луной и Солнцем. Термические напряжения обусловлены более быстрым в сравнении с мантией остыванием литосферы.

2. При образовании трещин разрыва в литосфере давление в нижележащем астеносферном слое резко снижается. Декомпрессия приводит к выплавлению наиболее легкоплавких дериватов пород этого слоя – базальтов, заполняющих трещину и изливающихся на поверхность.

3. Подток в рифтовые зоны горячего магматического расплава из глубины, вязкое трение при его течении, возрастание выделения энергии приливного трения за счёт уменьшения добротности материала в области рифта, возрастание конвективного переноса тепла благодаря увеличению доли жидкой и газовой фазы и снижению вязкости, выделение тепла при кристаллизации базальта вблизи поверхности приводят к возрастанию теплового потока, повышению уровня изотерм и верхней границы астеносферы в прилегающих к рифту областях и

коррелирующему с этой границей уровню рельефа.

4. Излияние базальтов в рифтовой зоне и создание градиента давления вызывает перемещение по направлению к ней материала из прилегающих участков астеносферы и, как следствие этого, - общее опускание рельефа и углубление океанического дна на флангах рифтовых зон.

5. Латеральные неоднородности уровня астеносферы, связанные с повышением её верхней границы вдоль рифтовых зон, обуславливают существование горизонтальных сил сжатия в литосфере, направленных от рифтов вкрест их простирания. Напряжения сжатия в литосфере создают потенциальную возможность её сколов, которые чаще всего реализуются на границах океанических и континентальных участков по плоскостям, падающим под континент.

6. Благодаря сколам в литосфере гравитационная неустойчивость плит в рифтовых зонах реализуется путём их сползания с астеносферных поднятий и погружения по сейсмофокальной зоне. Преодолению сил трения с астеносферой способствуют приливные деформации под действием Луны. Повышение границы перехода в эклогит в более холодной плите создаёт дополнительную силу для её погружения.

7. Горизонтальные градиенты давления в астеносфере создают поток пластичного материала в ней от зон субдукции к рифтам, то есть противоположно направлению движения плит, при этом обеспечивается постоянно идущий процесс поступления базальта к поверхности и наращивания коры в рифтовых зонах. Таким образом, осуществляется общий круговорот материала: плита перемещается от рифтовой зоны, а в противоположном направлении от зоны субдукции движется астеносферный поток. В процессе циклического обращения материала происходит его геохимическая дифференциация с накоплением легкоплавких и летучих компонентов в коре, гидро- и атмосфере.

Предложенный движущий механизм тектоники плит лишён отмеченных выше противоречий известных моделей термической и термогравитационной конвекции и позволяет логично объяснить не только причины перемещений литосферных плит, но и крупномасштабную цикличность глобального тектогенеза, эвстатических колебаний уровня Мирового океана и климата, происхождение других характерных особенностей развития и строения Земли.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00443.

Литература

1. *В. Е. Артюшков* Гравитационная конвекция вещества в недрах Земли // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, №4, С. 58-73..
2. *Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин* Глубинная геодинамика // Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001, 408 с.
3. *В. А. Киркинский* О физико-химическом механизме глобальных тектонических процессов // Геология и геофизика, 1985, №4, С. 3-14.
4. *В. А. Киркинский* Механизм и цикличность глобального тектогенеза // Новосибирск, Изд-во “Наука” Сибирское Отделение, 1987, 71 с.
5. *О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков* Глобальная эволюция Земли // М. Изд-во МГУ, 1991, 446с.
6. *В. П. Трубицын* Перемещения хребтов и зон субдукции в моделях мантийной конвекции с литосферными плитами // Физика Земли, 2010, № 10, С.5-14.
7. *A. Holmes* Radioactivity and Earth movements// Trans. Geol .Soc. Glasgow, 1931, V.18, No 5-6, pp.559-606.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Киркинский В. А.

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева, Новосибирск, Россия
(kirkinsk@uiggm.nsc.ru)

Основными источниками энергии глобального тектогенеза и магматизма считаются:

· аккреция и гравитационная дифференциация Земли;

· распад радиоактивных элементов;

· приливное торможение под действием Луны.

Выделение энергии при распаде радиоактивных элементов: U, Th, ^{40}K в породах коры и верхней мантии рассматривалось многими авторами в качестве основной причины тектоно-магматической активности. Однако более тщательные расчёты показали, что радиоактивный распад даёт вклад менее 8% в суммарный тепловой поток Земли [5]. Необходимо учесть также то, что основная доля радиоактивных элементов сосредоточена в Земной коре и верхней мантии, что приводит к снижению геотермического градиента. Это должно не стимулировать, а подавлять термическую конвекцию, которая, по мнению геофизиков, является основной движущей силой перемещений литосферных плит.

Диссипация энергии при приливном торможении вращения Земли под действием Луны зависит от добротности вещества планеты. Вклад этой энергии был значительным в ранние этапы эволюции Земли, когда значительная часть мантии была расплавленной. По расчётам Г. Макдональда [4] скорость выделения приливной энергии в настоящее время составляет ~ $2{,}5*10^{19}$ эрг/с, причём большая её часть (около 2/3) диссипирует в гидросфере. Современный тепловой поток через поверхность Земли оценивается величиной $(4{,}2 – 4{,}3)*10^{20}$ эрг/с [1, 5]. Доля приливной энергии, рассеиваемой в твёрдой Земле, не превышает 2% от полной энергии, генерируемой в её недрах. Таким образом, энергия, выделяемая при лунных приливах, не играет заметной роли в тепловом потоке и глобальных тектоно-магматических процессах.

Основной вклад в геоэнергетику по современным представлениям дают аккреция и гравитационная дифференциация Земли.

Температура при столкновении крупных планетозималей во время формирования планеты действительно может значительно повышаться, приводя к плавлению пород, однако при этом происходит интенсивное излучение энергии в космическое пространство. По этой причине роль энергии аккреции была велика только в ранние этапы развития планеты на протяжении первых сотен миллионов лет формирования Земли.

Интегральная энергия гравитационной дифференциации рассчитана на основе сопоставления потенциальной энергии химически недифференцированной Земли и её современного стратифицированного состояния. Наибольшая энергия выделяется при формировании и росте Земного ядра. По данным [7] процесс формирования ядра происходил в основном в период от 2,7 до 2,1 миллиардов лет тому назад.

Независимые свидетельства в пользу того, что по крайней мере с протерозоя гравитационная дифференциация не давала значительного вклада в энергетику планеты получены на основе палеонтологических данных. В [18] на основе суточной слоистости в кораллах было показано, что в среднем девоне год состоял из 400±10 суток. Ещё меньший период вращения Земли был доказан по строматолитам формации ганфлит в протерозое [15]. Расчет, проведенный в [16] на основе палеонтологических данных [18, 15] показал, что собственный момент инерции, то есть без учёта приливного торможения под действием Луны увеличился со

среднего девона на 0,1 – 0,6 %. Гравитационная дифференциация и рост ядра должны были бы приводить к противоположному эффекту – уменьшению момента и периода вращения Земли.

По расчётам энергетического баланса на границе ядро – мантия температура на этой границе в среднем на 1000^0 выше, чем в мантии. Следовательно, энергия выделяется непосредственно в самом ядре. Теплота кристаллизации внутреннего ядра недостаточна для обеспечения теплового потока в течение геологических периодов времени. Высказывались предположения о присутствии в Земном ядре значительных содержаний радиоактивных элементов, таких как U, Th, ^{40}K, что трудно согласовать с литофильным характером этих элементов и содержаниями их в метеоритах.

Таким образом, ни один из перечисленных выше источников энергии и их суммарное воздействие не достаточны для обеспечения тектогенеза и магматизма в фанерозое.

Автором обосновывается ещё один важный геоэнергетический источник – ядерные реакции синтеза в ядре Земли.

Приведены космохимические, геохимические и термодинамические аргументы в пользу присутствия значительного содержания водорода (до нескольких атомных процентов) в Земном ядре.

Принципиальная возможность ядерных реакций синтеза в дейтеридах и гидридах ряда металлов при низких энергиях доказывается многочисленными экспериментальными работами, проведёнными в ряде лабораторий мира за последние 20 лет.

Количественные теоретические оценки вероятности и скорости ядерных реакций изотопов водорода при низких энергиях в зависимости от их кристаллической структуры сделаны автором совместно с Ю. А. Новиковым и А. И. Гончаровым по результатам компьютерного моделирования на основе моделей динамического экранирования зарядов протонов и дейтронов электронными орбиталями металлов и свободными электронами [2, 6 , 10 - 14].

С использованием оригинальной методики в сканирующем калориметре нами экспериментально доказано выделение избыточной энергии при сорбции – десорбции дейтерия в палладии порядка одного ватта на грамм дейтерида металла. В аналогичных экспериментах с обычным водородом дополнительное тепло не выделялось [8].

Создана установка для исследования ядерных реакций в системах металл – изотопы водорода при высоких температурах и давлениях до 10 атм. [3, 9]. Эксперименты, проведённые с дейтеридом палладия в диапазоне до 700^0 С и 10 атм., показали выделение избыточной энергии по сравнению с потребляемой, повышение в несколько раз по сравнению с фоном нейтронного и гамма-излучения, что однозначно указывает на ядерную природу процесса.

В отличие от большинства работ в наших экспериментах ядерные реакции синтеза активировались не специфическими воздействиями, а повышением температуры и давления.

Результаты проведённых нами опытов, также как экспериментов, опубликованных в литературе для дейтерида палладия, согласуются по порядку величины с расчётами по теоретическим моделям.

С использованием разработанной теории проведена оценка скорости ядерных реакций синтеза в дейтериде и гидриде железа с природным содержанием дейтерия. Показано, что наблюдаемый глубинный тепловой поток может быть обеспечен при содержании в Земном ядре порядка одного атомного процента водорода.

Свидетельством ядерных реакций в ядре Земли являются высокие отношения ^{3}He / ^{4}He в глубинных плюмах (Гавайи, Исландия и другие), зарождающихся на границе мантии и ядра.

Таким образом, есть веские основания утверждать, что ядерные реакции синтеза в ядре Земли являются важным источником энергии тектоно-магматических процессов.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00443.

Литература

1. *А. М. Городницкий, О. Г. Сорохтин* Карта расчётных значений теплового потока через дно океана // Проблемы теоретической геодинамики и тектоники литосферных плит. М. Ин-т океанологии АН СССР, 1981, С. 122-128.
2. *В. А. Киркинский, Ю. А. Новиков* Проблема нуклеосинтеза в геологических процессах.// В кн. “Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения”, М. Научный мир, 1997, С.85.
3. *В. А. Киркинский, А. И. Хмельников* Устройство для получения энергии // Патент РФ № 2195717. Бюллетень “Изобретения, товарные знаки”, 2002, №26.
4. *Г. Дж. Ф. Макдональд* Приливное трение // Приливы и резонансы в Солнечной системе. М. Изд-во “Мир”, 1975. С. 9 – 96.
5. *О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков* Глобальная эволюция Земли // М. Изд-во МГУ, 1991, 446 с.
6. *A. I. Goncharov, V. A. Kirkinskii* Theoretical modeling of electron flow action on probability o f nuclear fusion of deuterons // In the book “Progress in condensed nuclear science”, World scientific. 2006.
7. *C. J. Hale* Paleomagnetic data suggest link between the Archaean – Proterosoic boundary and inner core nucleation // Nature 1987, v.329, No 6136, pp 233-236.
8. *V. A. Kirkinskii, V. A. Drebushchak. A. I. Khmelnikov* Excess heat release during deuterium sorption - desorption by finely powdered palladium deuteride // Europhysics Letters, 2002, V. 58, No3, pp 462-467.
9. *V. A. Kirkinskii, A. I. Khmelnikov* Setup for measuring of energy balance at interaction of metal and hydrogen isotopes gas at high temperatures and pressures // Proceedings of the 13th Conference on condensed matter nuclear science (ICCF-13), Dagomys, 2007, pp 43-46.
10. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* A new approach to theoretical modeling of cold fusion // Europhysics Letters, 1999, V. 4, No 4, pp 448 - 453.
11. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* Modelling of dynamic screening effects in solid state // Europhysics Letters, 2004, v. 67, N3, pp 362-367.
12. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* Theoretical modeling of cold fusion // Novosibirsk State University, 2002, 105 p.
13. *V. A. Kirkinskii, Yu. A. Novikov* Fusion reaction probability in iron hydride and the problem of nucleosynthesis in the Earth`s interior // Proceedings of the 9 th Conference on cold fusion (ICCF-9), Condensed matter nuclear science, Beijing, China, pp.166-169.
14. *V. A. Kirkinskii* Estimation of geofusion probability // Proceedings of the 13th Conference on condensed matter nuclear science (ICCF-13), Dagomys, 2007, pp 683-689.
15. *G. Panella Paleontological evidence on the Earth`s rotational history since early Precambrian // 1972,V.16, pp 212-237..*
16. *C. T. Scrutton Periodicity in Devonian coral growth //* Paleontology, 1964, V. 7, No 4, pp 552 - 558.
17. *S. K. Runcorn* Changes in the Earth`s moment of inertia // Nature, 1964, V. 13, pp 823-825.
18. *J. W Wells* Coral growth and geochronometry // Nature, 1963, V. 197, pp 948-950.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Книппер А.А.

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия
(knipper_andrey@mail.ru)

Тектоника и история тектонического развития Сибирской платформы освещалась во многих публикациях, в том числе Н.С. Шатского, А.А. Борисяна, Т.И. Спижарского, К.Б. Мокшанцева, А.Н. Дмитриевского, А.Э. Конторовича, Л.П. Зоненшайна, В.С. Суркова, В.С. Старосельцева, В.Е. Хаина [1-10].

Фундамент платформы представлен архейско-протерозойскими метаморфическими, магматическими породами, чехол состоит из осадочных пород рифей-мезозоя, пронизанный магматическими телами, в виде силлов, даек и др. Значительная площадь Сибирской платформы занята на поверхности триасовой трапповой формацией. История тектонического развития платформы, трактуемая с позиций теории тектоники литосферных плит [1], показывает, что за последние 1000 млн. лет Сибирский палеоконтинент преодолел большой путь, перемещаясь с юга на север. В кембрии упомянутый палеоконтинент находился ниже экватора, в девоне переместился в умеренные широты северного полушария, в триасе достиг современного положения.

На основе палеогеодинамических реконструкций плит установлено, что в рифее формированию нефтегазоносных бассейнов способствовали процессы континентального рифтогенеза внутри Сибирского палеоконтинента, спрединга на его окраинах и образования пассивных окраин (Енисейской, Туманшетской, Прибайкальской, Джербинской) (рис. 1). В раннем венде упомянутые континентальные окраины продолжали развиваться, а во внутренних частях платформы образовывались надрифтовые депрессии и прогибы (рис. 2).

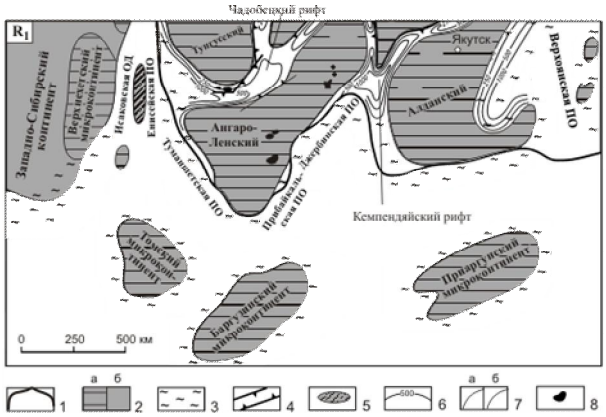


Рис.1. Основные плитотектонические структуры Сибирского континента и прилегающих регионов, существовавшие в раннем рифее.

1 – океанические пространства; 2-5 – континентальные пространства: 2 – палеоконтиненты, палеомикроконтиненты, террейны: а – выступы и поднятия, б – погруженные зоны в пределах Западно-Сибирского мезоконтинента, 3 – пассивные континентальные палеоокраины (ПО) в пределах шельфа и континентального склона, 4 – континентальные палеорифты, 5 – островная дуга (ОД); 6 – линии равных мощностей, м; 7 – контуры: а – палеоконтинентов, б – палеомикроконтинентов; 8 – некоторые месторождения нефти и газа.

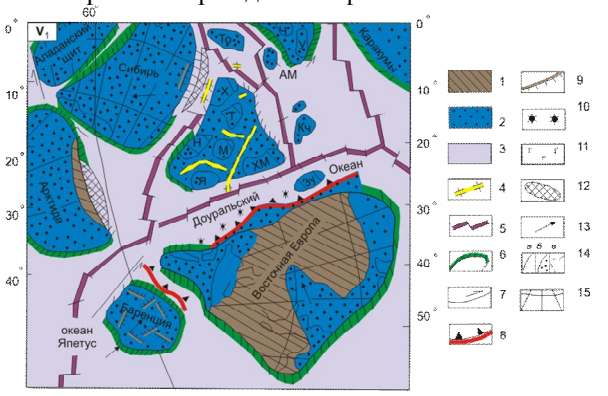


Рис.2. Палеогеодинамические реконструкции плит на начало венда.

1 – суша; 2 – мелководные моря; 3 – океанические бассейны; 4 – континентальные рифты; 5 – океанические рифты (оси спрединга); 6 – пассивные и трансформные континентальные окраины (соответственно ПО и ТО); 7 – трансформные разломы; 8 – зоны субдукции; 9 – орогены столкновения плит; 10 – известково-щелочной вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин; 11 – щелочной

вулканизм горячих точек; 12 – граниты и гранито-гнейсовые купола; 13 – молассовые впадины; 14 – траппы; 15 – островные дуги; 16 – направление движения плит; 17 – пассивные, трансформные континентальные окраины.

Жирные линии – границы палеоконтинентов, палеомикроконтинентов; тонкие линии – границы суши и моря в пределах континентов.

Буквами обозначены: докембрийские и другие массивы, крупные чужеродные блоки: АМ – Атасу-Моитинский, Зу – Зауральский, Кч – Кокчетавский, То – Томский, У – Улытауский, Ч – Чуйский, Н – Нядояхский, Х – Верхнехетский, Я – Ямальский, ХМ – Ханты-Мансийский, Т – Усть-Тымский, М – Межовский (Нюрольский).

Во второй половине венда юго-западная часть Сибирского палеоконтинента (Туманшетская пассивная окраина) была деформирована и преобразована в ороген столкновения. Юго-восточная часть платформы в это время (Джербинская пассивная окраина) продолжала развиваться, происходило осадконакопление. В раннем кембрии наблюдалось изостатическое выравнивание, погружение значительной части Сибирской платформы и накопление мелководно морских отложений (рис. 3).

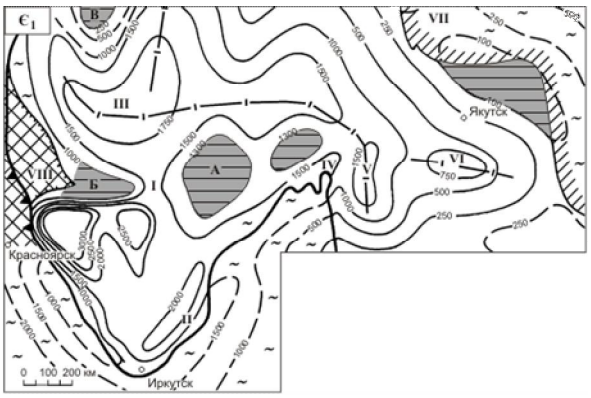


Рис. 3. Основные плитотектонические структуры южной части Сибирского континента и прилегающих регионов в раннем кембрии.

Римскими цифрами обозначены: пассивные окраины: I – Туманшетская (Присаяно-Енисейская), II – Прибайкальская, IV – Джербинская, VII – Верхоянская, надрифтовые прогибы, депрессии: III – Тунгусская, V – Березовский, VI – Алданский; орогены столкновения плит: VIII – Енисейский.

Буквами обозначены антеклизы, поднятия, вал: А – Ангаро-Ленское, Б – Байкитский, В – Центрально-Тунгусское.

В конце среднего кембрия продолжили формироваться надрифтовые депрессии (внутри платформы) и пассивные окраины (по периферии платформы). Позднекембрийский этап ознаменовался столкновением Баргузинского палеомикроконтинента с южным краем Сибири [1, 10 и др.]. Это столкновение привело к образованию здесь орогена, подъёма платформы и образованию суши. В середине ордовика Томский палеомикроконтинент приблизился и столкнулся с юго-западной частью Сибирского палеоконтинента. В результате образовался Присаянский ороген столкновения, вдоль которого накапливались терригенные красноцветные мелководно морские континентальные породы, сменяющиеся к северу карбонатами прибрежной равнины. В раннем девоне продолжилось присоединение к Сибирской платформе палеомикроконтинентов, например Тувино-Монгольского. Весь юг Сибирского палеоконтинента к этому времени являлся сушей, кроме наиболее прогнутых участков. Во внутренних частях платформы в девоне начался новый этап рифтогенеза (Вилюйская недоразвитая ветвь тройного сочленения, Тунгусский прогиб). В карбоне континентальный рифтогенез усилился. Основной очаг морского осадконакопления в позднем девоне-карбоне сместился на восток платформы в район Верхоянья. Юг Сибири в это время оставался высокоприподнятой сушей, где накапливались молассовые формации.

Палеогеодинамические реконструкции ранней перми-триаса указывают на столкновение Сибирского, Евроамериканского, Казахского палеоконтинентов, что привело к появлению Суперконтинента Лавразии, Уральского орогена сначала в южном сегменте, а затем и в северном сегменте вплоть до Новой Земли. На всей территории Лавразии, в том числе на юге Сибирской платформы преобладали континентальные условия осадконакопления. В триасе наметился раскол Лавразии, рифтогенез и появление мощной (до 3700 м) трапповой формации.

В целом Сибирский палеоконтинент в триасе оставался высокоприподнятым и являлся ареной континентального осадконакопления. В юрско-кайнозойский этап преобладало изостатическое выравнивание. В олигоцен-четвертичное время тектоническая деятельность заметно усилилась. Образовались Байкальский и Момский рифты, что привело к появлению горных сооружений за счёт интенсивного воздымания плечей рифта. Амплитуда тектонических перемещений на юге платформы достигла 3000 м (И.П. Варламов, 1981).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. – Кн.2. – 334 с.
2. Клещёв К.А. Новые методические подходы к оценке перспектив нефтегазоносности рифейских отложений Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции / К.А. Клещёв, Н.К. Фортунатова, В.Н. Ларкин, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий, А.В. Баранова, В.А. Оксман / / Геология нефти и газа. – 2009. – №6.
3. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
4. Мельников П.Н. Перспективные зоны нефтегазонакопления и ловушки северо-восточного склона Непского свода / П.Н. Мельников, Л.В. Рябкова, Р.Р. Хуснитдинов / / Геология нефти и газа. – 2009. – №6.
5. Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельский К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой / / Геология и геофизика. СО РАН. – 2003. – т.44. – №1-2. – С.76-85.
6. Сурков В.С. Коробейников В.П., Краевский Б.Г. Геостатические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогея территории Сибири масштаба 1:2 500 000 (объяснительная записка). – Новосибирск: СНИИГИМС, 1998. – 135 с.
7. Фортунатова Н.К. Строение и перспективы нефтегазоносности вендо-нижнекембрийских отложений непско-ботуобинской антеклизы и ее обрамления / Н.К. Фортунатова, А.Г. Швец-Тэнэта-Гурий, В.Н. Ларкин / / Геология нефти и газа. – 2010. – №5.
8. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – Научный мир. 2001. – 606 с.: 8 цв. ил.
9. Хаин В.Е. Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. /В.Е. Хаин, К.А. Клещёв, Б.А. Соколов, В.С. Шеин. / / Актуальные проблемы тектоники СССР. – М.: ВНИГНИ, 1988. – С. 46-54.
10. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. – 776 с.

СПРЕДИНГ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И ПЕРВАЯ СТАДИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЦИКЛА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ковалев А.А.

Музей землеведения МГУ, Москва (kov2121@ mail.ru)

Именно на океаническом дне (в срединно-океанических хребтах и в окраинных задуговых морях), в результате спрединга океанического дна и последующих геодинамических процессов, накапливаются значительные концентрации полезных ископаемых. Но позднее в зонах субдукции (Беньофа) состарившейся океанической коры поглощаются и колоссальные скопления железо-марганцевых конкреций абиссальных впадин и гидротермально-осадочные залежи массивных сульфидов основных металлов (Fe, Mn, Zn) срединно-океанических хребтов.

Однако не поглощается, а в последствии включается в складчато-надвиговые и складчато-сдвиго-надвиговые коллизионные горные пояса формирующихся континентов молодая (более легкая и плавучая) океаническая кора задуговых окраинных морей и сформированные на ней в эту первую стадию океанического геохимического цикла уже хорошо изученные гидротермально-осадочные сульфидные залежи основных металлов **(Fe, Cu, Zn)** с иногда заметными концентрациями **Au и Ag**.

В эту океаническую стадию задуговых окраинных морях, в связи с трансформными разломами, в редкой геодинамической обстановке 4-го (по масштабу пространства) порядку, -- в коротких системах спрединга над астеносферными камерами, в пулл-апарт-суббассейнах на глубинах более 3,5 км формируются эксгаляционные и эксгаляционно-осадочные стратиформные скарноидные и грейзеноидные, часто крупнейшие по масштабу, залежи (месторождения), по существу остальных металлов (выщелачиваемых морской водой из базальтов), в первую очередь **W, Mo, Sn, Bi, Be, Sb**, часто с повышенными концентрациями **Cu,Au, Ag, Hg.** Что очень важно, что в отличие от гидротермально осадочных скоплений океанического дна указанная минерализация во вмещающих продуктивных толщах пулл-апартов никогда не могла поглощаться и полностью сохранялась, сминаясь в складки (вплоть до субвертикальных и лежачих антиформ, как на наиболее молодых месторождениях Тырныауз и Улудаг в Средиземноморском поясе)[5,9].

Концепция автора о генезисе этого типа полихронных месторождений была основана на анализе геологического строения, кроме упомянутых Тырныауза и Улудага) подавляющего большинства месторождении мира [5,7,9] и и в первую очередь богатейшей провинции Китая в Катазии [8]. Косвенным образом она подтверждена открытием вольфрамового месторождения Интернетовское на северном острове Новой Зеландии [6,11].

К большому сожалению, пока не удалось выявить и изучить **современных аналогов** подобных рудообразующих систем, которые вероятно есть (в первую очередь это пулл-апарты Фаралон и Пискадеро в Калифорнийском заливе на глубинах около 4 км, которые предлагаются автором для ближайших экспедиций **научного океанического глубоководного бурения.**

Не исключено, что к перечисленным полезным ископаемым в пулл-апартах океанического геохимического цикла могут добавится и месторождения элементов платиновой группы.

Наконец в океаническую стадию геохимического цикла нужно отметить и **скопления углеводородов**. Действительно, еще при открытии первых гидротермально-

осадочных рудопроявлений, а главное уникальных неизвестных ранее биологических глубоководных систем [2,3,4] было установлено, что сообщества живут поглощая по крайне мере три группы микробов, осваивающих в «черных курильшиках» выделяющиеся газы азота, сероводорода, а главное метана.. Большая часть этих газов естественно рассеивается как и марганец. И если марганец участвует в строении глубоководных абиссальных железо-марганцевых конкреций, то растворенные, по-видимому, огромные количества метана дают начало скоплениям на океаническом дне газогидратам.

Недавно в развитие концепции об эксгаляционных скарноидах автору пришла новая мысль, идея «о связи полицикличного океанического скарноидного оруденения с событиями землетрясений».

Вначале о пулл-апарт суббассейнах, небольших по размерам (протяженность десятки километров) по сравнению со значительно более крупными садочными бассейнами и их геологических признаках. Рудоносности пулл-апартов в свое время была посвящена глава 2. стр. 74-107 [10].

По мнению Б.А. Натальина (устное сообщение), бассейны пулл-апарт должны обладать следующими характеристиками:

1) быть приуроченными к сдвигам, смещение по которым должно быть больше чем ширина бассейна, измеряемая по простиранию сдвига (в океанической литосфере вопрос о ширине сложнее);

2) Располагаться у так называемых releasing bends (сочленение двух эшелонов сдвига).

3. Иметь формы ромба, линзы или S- или Z-образно изогнутой линзы.

Эти признаки легко видеть на картах. Более сложны признаки, которые извлекаются из истории развития осадочного бассейна этого типа:

- скольжение осадочных фаций, согласованное с перемещениями по сдвигу,
- смещение фаций, указывающие на расширение бассейна,
- распределение фаций, указывающее на синхронность осадконакопления и движений по сбросам, и т.д.

По мнению автора, признаками пулл=апартмсуббассейнов могут являться:

1) **минерагенические** – наличие продуктивной толщи со стратиформным вольфрамо-молибденовым тонкокристаллическим шеелитовым (молибдо-шеелитовым) эксгаляционным оруденением;

2) **структурно-тектонические** – наличие в складчато-сдвиго-надвиговых коллизионных орогенных поясах сильно дислоцированных, вплоть до антиформных, складок, Хорошими примерами являются субвертикальная антиформа на Тырныаузском месторождении, и лежачая антиформа на турецком Улудаге В канадском Флат-Ривер=Кантунге рудные зоны «Пит» и «Е залегают в лежачей антиклинали с неясной стратиграфией [1]. В хакасском Киялых-Узене рудоносные стратиформные скарноиды «поставлены на голову» (субвертикальны), а подводящие к ним грейзеноиды – субгоризонтальны и были разведаны квершлагами с рассечками ()

3) Однако, к нашему счастью на эталонном, по моему мнению, вольфрамовом месторождении **Скрытое** в Сихоте-Алине, продуктивная толща с полицикличным оруденением имеет спокойное залегание. В ряде других месторождений структурное положение продуктивной толщи и стратиформных скарноидных залежей, возможно из-за моноцикличности или из-за подхода с позиций плутоногенного генезиса, по видимому, изучено плохо и понято неправильно (Восток-2, Лермонтовске в Сихоте-Алине, Сандонг в Корее).

О цикличности продуктивных толщ. Возможны моноцикличные объекты с одной фазой оруденения, Но для ряда крупнейших месторождений видно несколько циклов оруденения.

На нашем **Тырныаузе** судя по разрезу, составленному А.А. Хрущовым, имеется отчетливых два цикла: Залежь Главного скарна (скарноида) видимо базальная (и от первого цикла как в моей книге нужно отказваться, он сомнителен) и второго цикла горизонт ближе к ядру антиформы – стратиформная VIII рудная залежь.

На эталонном **Скрытом** месторождении разведчиком П..Кораблиновым описано 10 стратиформных рудных залежей, .видимо, закономерно образование вначале мощных базальных залежей – это залежи №№ 9 и 10. мощностью соответственно от 8-10 до 20-35 м. Может быть их нужно считать за одну сдвоенную базальную скарноидную залежь. Кстати следует отметить, что сотрудник ВИМСа С.Г. Соловьев дал детальную характеристику подводящих к стратиформным залежам жильных и штокверковых грейзеноидов.

На корейском **Сандонге** указано 6 стратиформных скарноидных рудных залежей, главная (пятая) [10].

В Таджикистане на месторождении Кухи-сафит (**Такфон**) скарноиды представлены «Тройной жилой», вернее тремя отчетливыми ритмами (циклами).

Итак, возможно нужно усматривать связь полицикличного океанического скарноидного оруденения с событиями землетрясений.

В **Калифорнийском заливе** на разломе Сан-Андреас размещена цепочка пулл-апартных суббассейнов. Среди северных – **пулл-апарт Гуаймас** при глубине моря около 2 км, который исследован тремя скважинами глубоководного океанического бурения и в нем установлено **колчеданное оруденение типа Бесси** и присутствие жидкой нефти. Южнее на глубинах моря около 4 км находятся **пулл-апарты Фаралон и Пискадеро**, которые нужно тоже срочно исследовать скважинами. В них **должно быть вскрыто редкометальное скарноидное оруденение**.

И возникло предположение, что цикличность скарноидных стратиформных залежей может определяться событиями землетрясений: в начальную стадию развития пул-апарт суббассейна в связи с трансформным разломом при первом главном сильном землетрясении возникает базальная мощная рудная стратиформная эксгаляционная скарноидная залежь, а позднее с афтершоками – последующие менее мощные верхние залежи. В этом случае масштаб основной залежи как-то зависит от главного землетрясения, расстояние выше по разрезу определяется временными промежутками между афтершоками и скоростью накопления разубоживающего терригенного осадочного материала.

Будет интересно сопоставить геологические особенности колчеданного оруденения в пулл-апарт суббассейне **Гуаймас** с выявленным эксгаляционным скарноидным в южных суббассейнах. Так как они связаны с одними и теми же землетрясениями, их особенности оруденения должны быть в чем то сходны.

Еще цикличность рудообразования наблюдалась на железо-марганцево-полиметаллическом с баритом месторождении Жайрем (атасуйского типа), где изучено до 5 ритмов переслаивания железорудных и цинково-рудных горизонтов (Основы металлогенического..,1995). По мнению автора это корни эксгаляционно-гидротермальных систем, связанных с базальтоидным вулканизмом, проявившимся на активной окраине (скорее андийского типа) Казахстанского мезоконтинента [10[. Однако, эта цикличность не была удовлетворительно объяснена и вероятно к ней нужно вернуться.

Литература

1. Денисенко В.К.,Лобков В.Л., Гапошин И.Г., Кутырева М.Ф. Стратиформные редкометальные месторождения. Л., Недра, 1986, 231 с.
2. Ковалев А.А Глубоководные колчеданные месторождения, открытые на Восточно-Тихоокеанском поднятии (реферат).ВИЭМС, Экспресс-информация, серия: геология, методы поисков и разведки металлических полезных ископаемых, М., 1981а, с.5-9.
3. Ковалев А.А. Подводные термальные источники Галапагосского рифта (реферат). ВИЭМС, Экспресс-информация, серия: Общая и региональная геология, геол. картирование, М., 1981б, с.5-12.
4. Ковалев А.А. Восточно-Тихоокеанское поднятие: горячие источники и геофизические эксперименты (реферат). ВИЭМС, Экспресс-информация, серия:

Общая и региональная геология, геол. картирование, М., 1981в, с.1-9.
5. Ковалев А.А. Океаническая кора - источник крупных скоплений рудных полезных ископаемых (некоторые вопросы рудообразования) // Жизнь Земли (Геодинамика и минеральные ресурсы), М., МГУ, 1988. с.108-115.
6. Ковалев. А.А. Первое открытое с помощью Интернета вольфрамовое месторождение у побережья Новой Зеландии // Геологическое изучение и использование недр. Инф. Сборник. М., Геоинформарк, 2000, с. 16-21.
7. Ковалев А.А. Концепция об эксгаляционном и эксгаляционно-осадочном образовании скарноидных месторождений вольфрама, молибдена и олова (на примере Тырныауза) // Известия секции наук о Земле Российской Академии Естественных Наук, 2001, вып. 6. С. 43-50.
8. Ковалев А.А., Ушаков С.А. Тектоника плит и полезные ископаемые Катазии (Юго-Восточный Китай). М., МГУ, 2002, 207 с.
9. Ковалев А.А. Новая парадигма минерагении. М., Изд-во Моск. ун-та, 2010, 248 с.
10. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании (металлогения геодинамических обстановок). (Методическое руководство) . Гусев Г. С., Зайков В.В., Ковалев А.А. и др. Роскомнедра, М., 1995, 468 с
11. Kovalev Alexander THE FIRST TUNGSTEN DEPOSIT DISCOVERED IN INTERNET (MOTUKOKAKOISLAND, NEW ZEALAND) in: SESSION 237 G14.03 –New developments in tin, tungsten and other rare metal deposits Poster 237-17, 2004, 32 IGC, .

«МЛАДШИЙ БРАТ» КАВКАЗСКОГО СУПЕРКРУПНОГО ТЫРНЫАУЗА - ХАКАССКИЙ КИЯЛЫХ-УЗЕНЬ

Ковалев А.А.

Музей землеведения МГУ, Москва (kov2I21@ mail.ru)

В 1986 г .автор посетил Тырныаузское вольфрам-молибденовое месторождение, на месте детально ознакомился с материалами, посетил выработки и музей, дискуссировал с главным геологом Семочкиным и еще двумя кандидатами наук. Это позволило отвергнуть сложившиеся традиционные представления о метасоматическом скарновом происхождении его рудных залежей. С учетом идее А Маухера (1976), Р Хёля (1976, 1978), открывшими крупное Фельберталское вольфрамовое месторождение в Австрии, автор пришел к выводу о синдиагенетичном эксгаляционно-осадочном происхождении его главных залежей в девонской океанической геодинамической обстановке [1[.

Все последующие годы был продолжен сбор, обобщение, анализ и переинтерпретация материалов по скарновым месторождениям редких металлов. Опубликовано по данной проблеме 3 монографии, 2 крупных раздела в учебно-методических сборниках и 13 статей. Создана фундаментальная концепция об океанических скарноидах, важнейший вклад, по мнению автора, в теорию рудообразования и развиваемую им новую парадигму минерагении.

Создается база данных о месторождениях океанических скарноидов, совершенствуются поисковые геологические критерии и признаки на крупнейшие полигенные месторождения данного класса. Также развиваются и совершенствуются представления теории тектоник плит об океанических геодинамических обстановках и орогенах, их металлогении.

Концепция океанических скарноидов предполагает, что в океаническую стадию в задуговых окраинных морях, в связи с трансформными разломами, в редкой геодинамической обстановке 4-го (по масштабу пространства) порядка, - в коротких системах спрединга - над астеносферными камерами, **в пул-апарт суббассейнах на глубинах более 3,5 км** (за счет выщелачивания из базальтов морской водой, обогащенной карбонатной составляющей) формируются высоко температурные эксгаляционные и эксгаляционно-осадочные стратиформные скарноидные и грейзеноидные, часто крупнейшие по масштабу, залежи (полихронные, полигенные месторождения) **W, Mo, Sn, Bi, Be, Sb,** часто с повышенными концентрациями **Cu, Au, Ag, Hg**. Главная фаза с тонковкрапленной минерализацией во многих стратиформных скарноидных редкометаллоносных месторождениях проявлялась в эксгаляционно- осадочных системах. Последующие наложенные регенерированные фазы с крупнокристаллической минерализацией W, Mo и Sn приходятся на стадии регионального метаморфизма (скучивание океанической коры через десятки миллионов лет) и последующего контактового метаморфизма (субдукционные и коллизионные интрузии через 100-300 млн.лет) [1].

Рассматривая одну из последних изданных монографий [4], автор, к своему удивлению и к счастью, обнаружил статью о Киялых-Узеньском медно-молибденовом месторождении в Хакасской А.О. в Западной Сибири.

На первых порах по сбору, анализу и обобщению материалов по вольфрамовым и оловорудным месторождениям, автор использовал монографии М.М. Повилайтис, В.К. Денисенко, С.Ф. Лугова. Они много дали полезного, но автор не встретил даже упоминания **о медно-молибденовом месторождении Киялых-**

Узень в Хакассии. Детально прорабатывая в Интернете информацию я понял причину почему до сих пор о нем не знал.

Месторождение находится на восточном склоне Кузнецкого Алатау, на левой стороне р. Туим в пределах одноименного поселка. Как проявление меди оно известно с 1901 г. (М.Ф.Деларю), разведывалось в 1931 -1935 гг. (А.А.Алексеев, 1.Д.Староверов).,

Месторождение Киялых-Узень находилось в ведении Енисейстроя МВД и видимо засекречено. В 1938 году было организовано. Предприятие «Туим-вольфрам» До 1940 года на Дарьинском и других более мелких месторождениях старатели открытым способом вели добычу наиболее богатых скарновых шеелиовых руд. С 1940 по август 1954 года были отработаны IV и VI рудные залежи на Киялых-Узеньском месторождении.

В годы Великой Отечественной войны добывавшийся в Туиме шеелит-вольфрам применялся в качестве добавки к легированной стали, из которой изготовляли броню легендарных танков Т-34.

Месторождение вторично разведывалось в 1947-1953 годах и в течении 20 лет (1955-1974) отрабатывалось.

При отработке в те годы (камерами без закладки) горняки использовали обрушения, что привело к созданию теперь знаменитого, туристской достопримечательности Южной Сибири (масса публикаций в Интернете) Туимского провала.

В статье авторов [4] в книге, изданной под эгидой IAGOD .были приведены краткие сведения о месторождении и две фиг. На первой - геологический разрез месторождения и фиг. 2 фото Туимского провала.

На месторождении оруденение локализовано в диопсид-гранат-магнетитовых скарнах на контакте гранодиоритов тигертышского комплекса с ксенолитом известняков тюримской свиты верхнего рифея. Основная рудная зона приурочена к разлому и представляет собой линзу протяженностью 625 м. мощностью 70 м в центральной части и 30-15 м на флангах вплоть до полного выклинивания. Рудное тело имеет четкий контакт с вмещающими породами в висячем боку, постепенный - в лежачем и прослежено на глубину 300 м. Его падение на юго-запад вначале крутое (80°), а на горизонте 430 м линза выполаживается до 50-20° и выклинивается с усложнением морфологии. Остальные рудные тела слепые, имеют малые размеры и подсечены единичными скважинами [2[.

Главные рудные минералы: халькопирит, пирит, молибденит, магнетит, пирротин, гематит, шеелит. Среднее содержание по месторождению: Cu -1,22%, Mo - 0,054%, Au - 0,23 г/т, Ag-5,8 г/т, WOз - 0,029%. Мощность зоны окисления 5-30 м. Зона сульфидного обогащения и цементации отсутствует. Месторождение отработано. Добыто 6660 тыс. т руды, 69,4 тыс. т меди, 1244 кг золота, 37 т серебра. Перспективы прироста запасов практически .отсутствуют [2].

К сожалению будет трудно выяснить сколько было добыто шеелита (WO3). Для меня это «младший брат» Тырныауза. Это не скарновое, как все считали и считают, а океаническое скарноидное стратиформное **медно-вольфрам-молибденовое** месторождение, не только укладывающееся в мою Концепцию, но и подтверждающее некоторые геологические особенности месторождений данного типа.

При презентации доклада будут приведены 2 фиг. из работы [4]. и очень интересная и ценная блок-диаграмма месторождения по В.Л. Хомичеву [3], доказывающая его океаническое скарноидное происхождение.

Литература

1. Ковалев А.А. Новая парадигма минерагении. - М,: Изд-во Моск. ун-та, 2010.-248 с. 51 ил., 17 табл.
2. Мкртычьян А.К., Берзон Е. И. Медно-молибденовые месторождения Красноярского края, Республик Хакассия и Тыва/Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, вып. 9, 2008, с. 47-54.

3. Хомичев В.Л., Сольцман А.Е., С. Шабалина. Геолого-структурные и морфогенетические особенности Киялых-Узеньского скарнового медно-молибденового месторождения. 1969).
4. Vasil;ev E.D., Fedoseev G.S.,FaIk A.Yu. The Kiyalykh Usen Cu-Mo deposit./In:Magmatism and Metallogeny of the Altai and Adjacent Large Igneous Provinces. *EdR* Seltmann,A. Borisenko & G.Fedoseev,Publ. CERCAMS and IGM Novosibirsk, Russia, London 2007,p.138-141.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ

Коваленко Д.В.

ИГЕМ РАН, Москва (dmitry@igem.ru)

Геологическое строение Камчатки характеризуется широким распространением покровно-складчатых структур и залегающих на них с несогласием окраинно-континентальных вулканических поясов. В покровно-складчатых структурах участвуют экзотические комплексы пород, сформированные в мезозое и кайнозое в различных геодинамических условиях - накопившиеся на материковом шельфе или у его подножия, в спрединговых бассейнах или в условиях островных дуг. По возрасту покровно-складчатых деформаций и особенностям геологической структуры на Камчатке выделяются структурные зоны [1,2]. Наиболее ранний (маастрихтский) этап покровно- складчатых деформаций фиксируется на Западной Камчатке (**Западно-Камчатская структурная зона)**. На Центральной и Восточной Камчатке (**Центрально-Камчатская и Восточно-Камчатская структурные зоны**) деформации протекали в раннем эоцене. **Зона восточных полуостровов Камчатки** была образована в миоцене.

На северо-востоке России выделяются несколько протяженных окраинно-континентальных поясов, по-видимому, маркирующих зоны субдукции под континент в различные периоды времени - плиоцен-четвертичный **Восточно-Камчатский,** позднеолигоцен-четвертичный **Центрально-Камчатский** и среднеэоцен-олигоценовый **Западно-Камчатско-Корякский.**

Вулканогенно-осадочные островодужные толщи, залегающие в разных структурных зонах Камчатки, были объединены в *Паланский* (Западно-Камчатская зона) позднемеловой островодужный сегмент (позднемеловые деформации), *Восточно-Камчатский* позднемеловой островодужный сегмент, в который включены островодужные комплексы Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской зон (раннеэоценовые деформации) и *Кроноцкий* мел-кайнозойский островодужный сегмент (миоценовое время деформаций).

Палеомагнитные исследования геологических толщ Камчатки показали экзотическую природу островодужных сегментов. Толщи Паланского островодужного сегмента накапливались в конце тридцатых - начале сороковых градусов северной широты. Позднемеловые породы Восточно-Камчатского и Кроноцкого островодужных сегментов формировались на сороковых широтах. Тектоническое совмещение Паланского и Восточно-Камчатского островодужных сегментов с материком, судя по времени покровно-складчатых деформаций, произошло в конце маастихта-начале палеоцена и раннем эоцене, соответственно. Кроноцкий островодужный сегмент столкнулся с окраиной Евразии в миоцене.

Анализ склонений доскладчатой намагниченности толщ показал, что коллизия Паланского островодужного сегмента протекала с левосторонней сдвиговой составляющей. Восточно-Камчатский островодужный сегмент был ориентирован приблизительно параллельно окраине материка. Начальная фаза его коллизии на границе палеоцена и эоцена проходила с левой сдвиговой компонентой, а завершающая фаза в раннем эоцене - уже без сдвиговой компоненты. Кроноцкий островодужный сегмент в миоцене претерпел косую коллизию с окраиной Евразии.

Таким образом, в позднем мелу в сантоне-кампане на северо-западе Тихого океана существовала система островодужных сегментов, протягивающаяся вдоль окраины Евразии с конца тридцатых до пятидесятых градусов северной широты.

Островодужная система отсекала от материка бассейны. Современная геологическая структура Камчатки и юга Корякии сформировалась при последовательном закрытии этих бассейнов в различное время.

Особенности магматизма экзотических надсубдукционных комплексов Камчатки. Магматические породы Восточно-Камчатского, Паланского и Кроноцкого островодужных сегментов по распределению петрогенных элементов и элементов-примесей являются надсубдукционными и выплавлялись в основном из гранатовых перидотитов мантийного клина при большом участии флюидов. Магмы не несут признаков контаминации коровым материалом. Источники шошонитовых и известково-щелочных магм Паланского сегмента характеризуются деплетированным изотопным составом Nd и Sr и слабыми вариациями величин соотношений Th/La, Th/Ta, Zr/Nb, Nb/U. Источники шошонитов и известково-щелочных магм Восточно-Камчатского сегмента также деплетированы по изотопному составу Nd и Sr. По сравнению с источникампи Паланского сегмента они отличаются значительно более деплетированными значениями соотношений Nb/U и Zr/Nb, а также большими значениями и большими вариациями соотношений Th/La и Th/Ta.

Позднемеловые окраинноморские вулканические породы Камчатского перешейка являются N- и E-MORB. Они выплавлялись из шпинелевых лерцолитов. Источники магм деплетированы по изотопному составу Nd. Величины $I_{Sr}(t)$, по-видимому, изменены в результате контаминации магм морской водой. На диаграммах Th/La-Nb/U и Zr/Nb-Nb/U составы этих магм образуют непрерывный тренд от N-MORB до составов источников магматизма надсубдукционного Восточно-Камчатского островодужного сегмента. Наиболее сильные вариации характерны для соотношения Nb/U. Очевидно, такие зависимости связаны с тем, что N- и E-MORB магмы выплавлялись в задуговом бассейне из мантийных источников генетически связанных с надсубдукционными процессами.

Окраинно-континентальные магматические комплексы. *Позднемеловые* окраинно-континентальные вулканические породы известны только на Западной Камчатке на хребте Омгон. Для пород характерны надсубдукционные типы спайдер-диаграмм. Изотопные данные показывают, что магмы были выплавлены из деплетированного источника мантии и были сильно контаминированы веществом древней верхней континентальной коры.

Породы кинкильского сегмента *эоценового* Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического комплекса имеют надсубдукционные геохимические черты. Они произошли из известково-щелочных и бонинитовых расплавов метасоматически проработанных гранат-содержащих пород мантийного клина. Эоценовые магмы выплавлялись из деплетированных ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +7 - +8) или слегка обогащенных ($\varepsilon_{Nd}(T)$ варьируют от +3.3 до +5.4) по изотопному составу мантийных источников. Деплетированные мантийные островодужные магмы были значительно контаминированы сиалическими породами, сильно обогащенными по радиогенному составу Nd.

Позднеолигоцен-миоценовые толщи Центрально-Камчатского окраинно-континентального вулканического пояса включают магматические породы с внутриплитными и надсубдукционнами геохимическими характеристиками. Породы некоторых вулканических толщ образовались в результате смешения внутриплитных и надсубдукционных расплавов. Изотопные определения Nd и Sr показывают, что магмы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу мантийных источников и не несут признаков значительной коровой контаминации [3,4].

Позднеплиоцен-четвертичный и современный магматизм Восточно-Камчатского пояса характеризуется типично надсубдукционными чертами – магматические породы деплетированы

HFSE относительно LILE и REE. Магмы выплавлялись из деплетированных по изотопному составу мантийных источников. Признаки контаминации магм коровым материалом, обогащенным радиогенными изотопами, не выявлены [5].

Интрузивный магматизм континентальной окраины Камчатки. Наблюдается четкая зависимость изотопного состава пород интрузивных массивов от их возраста. Все позднемеловые и эоценовые гранитоиды выплавлялись из источников с $\varepsilon_{Nd}(T) = 0\text{-}3$, а миоцен-четвертичные – из источников с $\varepsilon_{Nd}(T) = 4\text{-}8$. По этим признакам позднемеловые-эоценовые интрузивные массивы объединены в изотопную группу I, миоценовые – в изотопную группу II.

Позднемеловые-эоценовые интрузивные массивы изотопной группы I не типичны для надсубдукционных обстановок, так как они не образуют непрерывно-дифференцированных серий от основных до кислых составов, а все представлены гранитоидами. Изотопный состав гранитоидов первой группы свидетельствует о том, что расплавы, образовавшие массивы были выплавлены из обогащенных источников. Такими источниками могут быть обогащенные области мантии, если предположить, что граниты могли сформироваться за счет фракционирования мантийных магм, или коровые источники. Изучение позднемеловых и раннекайнозойских вулканических ареалов Камчатки показали, что в исследованный временной интервал мантийные магмы в районе Камчатки выплавлялись из деплетированных источников мантии, обогащенные мантийные источники не известны. В то же время изотопные составы гранитоидов первой группы ложатся на кривые смешения продуктов плавления позднемеловых-раннекайнозойских терригенных кварц-полевошпатовых осадков и деплетированных по изотопному составу расплавов.

Миоценовые массивы изотопной группы II пространственно ассоциируют и приблизительно совпадают по возрасту с Центрально-Камчатским вулканическим поясом, который пересекает все более древние структуры Камчатки и юга Корякии. Его окраинно-континентальное положение очевидно. Породы массивов характеризуются широким спектром концентраций SiO_2 (46-72 мас. %) и образуют непрерывно дифференцированные ряды, характерные для надсубдукционных обстановок. Изотопный состав пород массивов показывает, что магмы, из которых произошли породы массивов, незначительно контаминированы коровым материалом. Например, самый обогащенный состав пород Барабского массива мог образоваться при смешении 20-25% расплавов кварц-полевошпатовых осадков ($\varepsilon_{Nd}(T)=-5\text{ - }-2$) и 75-80% расплавов из деплетированных источников ($\varepsilon_{Nd}(T)=7\text{-}8$).

Палеотектонические реконструкции. В позднем мелу в сантоне-кампане на северо-западе Тихого океана существовала система островодужных сегментов, толщи которых в настоящее время находятся в аккреционых покровно-складчатых структурах Камчатки, протягивающаяся вдоль окраины Евразии с конца тридцатых до пятидесятых градусов северной широты. Островодужная система отсекала от материка бассейны. Современная геологическая структура Камчатки и юга Корякии сформировалась при последовательном закрытии этих бассейнов в различное время. Набсубдукционные и задуговые магмы выплавлялись из деплетированых по изотопному составу источников мантии – гранатовых перидотитов мантийного надсубдукционного клина и шпинелевых перидотитов в задуговых бассейнах. Паланский островодужный сегмент столкнулся с материком на границе мела и палеогена и был вовлечен в покровно-складчатые деформации в условиях транспрессии с левосторонней сдвиговой компонентой. На границе палеоцена и эоцена Восточно-Камчатский островодужный сегмент тоже достигает

материка. Возможно, начальная фаза коллизии проходила с левосторонней сдвиговой компонентой. В результате фронтальные части островодужного сегмента, обдуцированные на край материка (Центрально-Камчатская зона) были развернуты против часовой стрелки. Удаленные от фронта коллизии части островодужного сегмента еще не были вовлечены в надвигообразование и по левым сдвигам начали перемещаться на северо-восток вдоль окраины материка (Восточно-Камчатская зона). В начале эоцена, вероятно, изменилось направление движения плиты Кула, на которой перемещались островодужные террейны, с северного на северо-западное. Поэтому завершение коллизии Восточно-Камчатского островодужного сегмента проходило без сдвиговой компоненты. Об этом свидетельствует незначительная степень вращений блоков Восточной Камчатки против часовой стрелки и отсутствие сдвиговых структур в этом районе. В конце олигоцена-начале миоцена началась коллизия Кроноцкого сегмента - сначала с Алеутской плитой вдоль Командорского сдвига, затем с Камчатской окраиной. Блоки на востоке сегмента, участвующие в левостороннем перемещении вдоль Командорского сдвига, развернулись в горизонтальной плоскости по часовой стрелке. Блоки на западе сегмента косо столкнулись с Камчатской окраиной и развернулись против часовой стрелки (Кроноцкий п-ов). Блоки, располагающиеся близко к стыку Командорских и Камчатских структур, не претерпели сильных вращений.

В развитии магматизма активной континентальной окраины Камчатки можно выделить два периода – позднемеловой-эоценовый и миоценовый. Для позднемелового-эоценового периода, по-видимому, характерно широкое развитие процессов корового плавления, возможно, из-за аномально высокого теплового потока в это время. В результате были сформированы позднемеловые и эоценовые гранитоидные интрузивные массивы Камчатки, а при образовании мелового вулканического ареала хребта Омгон и эоценового Кинкильского сегмента Западно-Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса были широко проявлены процессы смешения мантийных деплетированных и коровых обогащенных по изотопному составу расплавов. В это время, по-видимому, приблизительно в равных масштабах происходила переработка древней континентальной коры (кварц-полевошпатовые терригенные породы) и формировалась новая ювенильная континентальная кора. В миоценовый этап масштабы корового плавления были значительно меньше. Мантийные магмы Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского окраинно-континентальных вулканических поясов, также как и расплавы, из которых формировались породы миоценовых интрузивных массивов, выплавлялись из деплетированных источников мантии и практически не были контаминированы веществом древней континентальной коры. В это время в основном формировалась ювенильная верхняя континентальная кора.

Литература

1.Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.

2.Богданов Н.А., Хаин В.Е. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.

3.Волынец А.О. Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: вещественный состав и геодинамическая модель. Автореф. на соискание уч. степ. канд. г.-м. наук, Москва. 2006. 23 с.

4. Перепелов А.Б. Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетунуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканологияи сейсмология, 2005, №1, с.22-36.

5.Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 577-600.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НЕОПРОТЕРОЗОЯ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Козаков И.К.[а], **Ярмолюк В.В.**[б], **Ковач В.П.**[а], **Козловский А.М.**[б], **Сальникова Е.Б.**[а],

[а]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*
[б]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва*

Строение Центрально-Азиатского складчатого пояса определяют, в первую очередь, складчатые структуры каледонид и герцинид, а также распространенные среди них тектонически обособленные фрагменты разновозрастных континентальных массивов (раннедокембрийских, гренвиллских и байкальских), входивших в состав суперконтинента Родиния и его шельфа.

Массивы, сложенные наиболее древними (раннедокембрийскими) кристаллическими комплексами (Дзабханский микроконтинент, Тарбагатайский выступ, Гарганская "глыба"), представляют собой фрагменты древних кратонов. Масштаб распространения раннедокембрийских комплексов, представленных на современном эрозионном срезе в структурах Центральной Азии, незначителен. Проведенные Nd и Pb исследования показали, что раннедокембрийские кристаллические комплексы не могут рассматриваться и в качестве погребенного энсиалического раннедокембрийского фундамента подвижных поясов Центральной Азии [5]. Образование основного объема континентальной коры региона относится к позднему рифею, венду и раннему палеозою [12, 9]. К настоящему времени в фундаменте континентальных массивов разновозрастных структур региона установлены энсиалические комплексы позднего рифея, связанные с процессами гренвиллского, ранне- и позднебайкальского тектогенеза.

Фрагменты гренвиллид слагают фундамент блоков Южно-Гобийского микроконтинента (ЮГМ), ограничивающего область герцинид южной Монголии с юга. Здесь гнейсо-граниты имеют возраст 952±8 и 916±16 млн. лет [8]. Значения Nd модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ пород ЮГМ находятся в интервале 1.1-1.8 млрд. лет, что свидетельствуют об их формировании в конце среднего – начале позднего рифея. Близкие оценки возраста (983±6 и 956±3 млн. лет) установлены и для гнейсо-гранитов в массиве хр. Бага-Богд, локализованном в структурах каледонид Гобийского Алтая [11].

Кристаллические породы, связанные с процессами раннебайкальского тектогенеза, представлены в Сонгинском и Тарбагатайском выступах раннекаледонского супертеррейна. Для этих пород установлены оценки возраста метаморфизма в интервале 790-810 млн. лет.

Парагнейсы Сонгинского выступа имеют раннепротерозойские значения $T_{Nd}(DM)$ = 2.0-1.8 млрд. лет, что свидетельствует, скорее всего, об их рифейском возрасте и «не-Сибирских» источниках сноса. Позднерифейские гнейсы и гранитоиды Тарбагатайского выступа характеризуются значениями Nd модельных возрастов в интервале 1.9-1.3 млрд. лет и величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -0.8 до -5.0 и значимо отличаются от раннедокембрийских (не моложе 2.2 млрд. лет) гнейсов ($T_{Nd}(DM)$ = 3.0-2.8 млрд. лет). Nd изотопные данные свидетельствуют о формировании позднерифейских гранитоидов посредством переработки раннедокембрийской континентальной коры при добавке позднерифесйкого ювенильного материала.

С процессами позднебайкальского тектогенеза связано формирование гранулитов богучанского комплекса Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса. Возраст эндербитов богучанского гранулитового комплекса составляет 617±5 млн. лет [1].

Кристаллические комплексы с возрастом метаморфизма около 570-540 млн. лет установлены в Тацаингольском блоке юго-восточной части Дзабханского микроконтинента, Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива, Канском блоке Восточного Саяна и других структурах каледонского супертеррейна. В большинстве случаев эти породы интенсивно переработаны в условиях высокотемпературного метаморфизма в ходе становления аккреционно-коллизионной структуры супертеррейна в раннем палеозое (около 500-480 млн. лет) [2]. Результаты Nd изотопных исследований и данные результатов датирования детритовых цирконов свидетельствуют о позднерифейском возрасте данных кристаллических пород.

Геологические, геохронологические и Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что формирование пород всех рассматриваемых позднерифейских и вендских метаморфических комплексов происходило при участии раннедокембрийской континентальной коры, но только как одного из источников, наряду с более молодыми – позднерифейскими, а не в результате простой ее ремобилизации.

Позднерифейские корообразующие процессы проявлены в Дунжугурском (1.02 млрд. лет), Шишхидском (0.8 млрд. лет), Баянхонгорском (0.66 млрд. лет) офиолитовых комплексах; неопротерозойский ювенильный материал представлен в источниках ранне- и позднебайкальских (0.85-0.72 и 0.7-0.62 млрд. лет) вулканитов и гранитоидов Байкало-Муйского пояса [2]. Во многих случаях можно полагать, что формирование неопротерозойской коры переходного типа происходило вблизи раннедокембрийских блоков, о чем свидетельствует присутствие в источниках кислых пород древнего корового материала [2].

Установленные возрастные интервалы позволяют провести корреляцию этапов становления и распада суперконтинента Родиния и становления метаморфических поясов, с которыми связано формирование рассматриваемых гренвиллских, байкальских и раннекаледонских метаморфических комплексов. Предполагается, что объединененение блоков раннедокембрийской коры завершилось к началу позднего рифея формированием эпигренвиллского суперконтинента Родиния. Можно полагать, что формирование гренвиллид структуры Центральной Азии в интервале около 980-950 млн. лет происходило в энсиалических дугах или на шельфе Родинии.

Рифтогенез и дробление краевых участков Родинии с отделением ее фрагментов начались в позднем рифее около 0.86 млрд. лет [10]. В пределах же океанического бассейна в обрамлении Родинии в это время фиксируется развитие конвергентных процессов и формирование раннебайкальских метаморфических поясов.

В интервале 800–750 млн. лет в ходе главной фазы раскола и дальнейшего раскрытия Палеоазиатского океана фрагменты сформированных позднерифейских поясов перемещались вместе с древними континентальными блоками [7]. В конце позднего рифея и в венде в пределах Палеоазиатского океана проявились процессы конвергенции. Они фиксируются формированием позднебайкальской ювенильной коры Байкало-Муйского пояса и гранулитов богучанского комплекса [6]. На рубеже около 580-570 млн. лет произошло образование внутриокеанических энсиматических островных дуг Баянхонгорского палеобассейна, а в интервале 570-540 млн. лет энсиалических дуг Тацаингольского блока, с развитием которых связаны соответствующие метаморфические пояса [3].

Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и изотопные данные дают основание полагать, что формирование метаморфических поясов, фрагменты которых представлены в структурах Центральной Азии, на первом этапе (до распада и на начальной стадии распада Родинии) происходило в обрамлении Родинии, по-видимому, вблизи раннедокембрийских массивов. На втором этапе (после главной фазы распада Родинии) формирование вендских метаморфических поясов коррелируется с развитием конвергентных зон в пределах Палеоазиатского океана.

Литература

1. *Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., и др.* Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652-654.
2. *Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* Неопротерозойские корообразующие события в восточном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические и Nd изотопные данные // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том I. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2009. С. 240-243.
3. *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14-39.
4. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника 1993. № 6. С. 3-32.
5. *Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К. и др.* Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопии свинца, неодима и кислорода // Петрология, 2009. Т. 17. № 6. С. 613-622.
6. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника 2007. № 6. С. 23-51
7. *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника 2010. № 1. 5-28.
8. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии - свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 1. С. 84-89.
9. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Ранние стадии формиования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657-662.
10. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375-381.
11. *Demoux A., Kroner A., Liu D., Badarch G.* Precambrian crystalline basement in Southern mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // Int J Earth Sci. (Geol Rundsch). 2009. V. 98. P. 1365-1380.
12. *Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al.* Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth science 23 (2004) 605-627.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Колесников А.А. [а,б]

[а] *ОАО «Амургеология», г. Благовещенск, (Kimkan77@mail.ru)*
[б] *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

Монголо-Охотский орогенный пояс представляет собой трансрегиональную структуру, протягивающуюся узкой полосой с территории Центральной Монголии до побережья Охотского моря. Максимальная ширина его составляет 300 км. В верхнем течении р. Амур структуры пояса полностью выклиниваются на протяжении около 200 км, образуя так называемый Аникинский порог.

Северным обрамлением Монголо-Охотского орогенного пояса служат геологические структуры Северо-Азиатского кратона, включающие в себя Западно-Становой и Становой супертеррейны, Шевлинский и Баладекский террейны, а также аккретированный к нему в докембрии и палеозое коллаж террейнов Забайкалья. С юга пояс ограничивают Керулено-Аргунский, Мамынский, Нора-Сухотинский и Буреинский террейны, входящие в состав Амурского супертеррейна. Помимо них в южном обрамлении пояса выделяется также ряд более мелких террейнов - Ольдойский, Гонжинский и др. На западе пояс выклинивается среди палеозойских структур Западной Монголии, Алтае-Саянской области и Казахстана, а на востоке граничит с мезозойскими структурами Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

История формирования структур Монголо-Охотского орогенного пояса в целом, на заключительных этапах его развития и отдельных его сегментов в отдельности, неоднозначна и, в ряде случаев, противоречива. Это обусловлено, в первую очередь, недостатком современных аналитических данных для составляющих его магматических, метаморфических и осадочных образований.

Интенсивная дислоцированность и метаморфизм пород, почти полное отсутствие в их составе органических остатков, не позволили однозначно сформировать представление о возрасте, литолого-петрографическом составе и стратиграфической последовательности входящих в состав Монголо-Охотского орогенного пояса образований и повлекли за собой составление большого количества тектонических схем, отражающих, в большинстве случаев, лишь взгляды тех или иных геологов на тектоническое строение данной территории.

Не вдаваясь в подробности тектонического районирования, отметим лишь, что в 60-90 гг. прошлого века для этого района традиционно выделялся ряд эв- и миогеосинклиналей, в зависимости от насыщенности разреза вулканическими породами [1, 2, 8, 12, 13].

В настоящее время широко распространены методы террейнового анализа, которые позволяют рассматривать территорию Монголо-Охотского орогенного пояса как совокупность террейнов или ограниченных разломами блоков земной коры, отличающихся от смежных с ним блоков историей своего геологического развития.

За последнее время опубликован ряд вариантов террейнового районирования Монголо-Охотского орогенного пояса [3, 5, 9, 14, 15]. На большинстве схем в западной части пояса выделяются Хангай-Даурский и Ононский террейны аккреционного клина, с преобладанием турбидитов и океанических пород, соответственно, в восточной части - Ульбанский и Унья-Бомский террейны, сложенные, в основном, мезозойскими турбидитами, а так же Галамский, Тукурингра-Джагдинский с доминирующей ролью океанических пород. В некоторых

схемах на востоке выделяются, помимо этого, Ланский [14, 15] и Ниланский террейны [9].

Вслед за [11] центральный сегмент Монголо-Охотского орогенного пояса, соответствующий на данной схеме Тукурингра-Джагдинскому террейну, подразделен нами на два субтеррейна – Янканский и Тукурингрский. Охватывая, в целом, однотипные образования, данные два субтеррейна характеризуются различными схемами стратиграфического расчленения, что обусловлено, в первую очередь, субъективизмом и использованием для их расчленения различных серийных легенд.

Объектом исследований является центральный сегмент Монголо-Охотского орогенного пояса – Янканский субтеррейн, входящий в состав Тукурингра-Джагдинского террейна, ограниченный на западе Аникинским порогом – местом полного пережатия структур пояса и на востоке, довольно условно, реками Ракинда и Ирмакит. Северной границей субтеррейна служит зона Северо-Тукурингрского (Монголо-Охотского) разлома, представляющего собой левосторонний сдвиг. Суммарная амплитуда перемещений по разлому составляет около 240 км., что установлено только для западной части территории. В среднем течении рек Уруша и Ольдой сместитель разлома погружается на северо-запад под углом 40°, в бассейне р. Джалинда простирание его меняется на субширотное – юго-восточное. Здесь же происходит погружение образований Янканского субтеррейна под Западно-Становой супертеррейн, что отчетливо прослеживается в гравитационном поле на расстояние до 20 км. на север от выхода сместителя. Разлом проявлен на поверхности мощной зоной милонитизации мощность которой достигает нескольких км.

Южным ограничением Янканского субтеррейна служит зона Южно-Тукурингрского разлома. Разлом представлен зоной тектонитов мощностью до 1 км. В западной части района, согласно геофизическим данным и единичным замерам, сместитель разлома падает на юг под углом 60°, на фоне выдержанной сланцеватости с северным падением под углами в 50°. Южное падение зоны разлома отчетливо прослеживается по данным моделирования данных грави- и магниторазведки.

Янканский субтеррейн сложен вулканогенно-терригенными образованиями условно среднепалеозойского возраста. Среднепалеозойский возраст их обоснован находкой в верхнем течении р. Бол. Бальджижак в сургучных алевролитах коралла семейства *Pachyporidae*, характерного для девона, в меньшей степени, для силура. В мраморизованных известняках по р. Мал. Янкан были определены криноидеи *Eunax aff. ethax Moore et Jefford*, а среди известковистых конгломератов – *Schyschatocrinus* (?) sp., что свидетельствует о среднепалеозойском, возможно, позднесилурийском возрасте вмещающих их отложений. Среднепалеозойскому возрасту в целом не противоречит абсолютный возраст вулканитов, определенный на уровне нижнего карбона U-Pb методом. Тем не менее, возраст данных отложений остается дискуссионным и требует дальнейших исследований.

Сложная дислоцированность вулканогенно-терригенных образований Янканского субтеррейна предопределила неоднозначность их стратиграфического расчленения. В разное время различными исследователями был выделен ряд свит, серий и толщ с различным стратиграфическим наполнением, зачастую совершенно не увязывающихся друг с другом. Почти полная несопоставимость отмечается для схем стратиграфии Янканского и Тукурингрского субтеррейнов, что обусловлено применением для сходных в литологическом и формационном отношениях отложений различных серийных легенд.

Согласно последним данным, полученным в результате среднемасштабных геолого-съемочных работ, в пределах Янканского субтеррейна

выделены две подзоны – Шахтаунская и Янканская. В состав первой из них входят бальджакская и шахтаунская толщи. Бальджакская толща сложена песчаниками, алевролитами, с подчиненным значением туфов и известняков, шахтаунская толща – почти исключительно представлена базальтами с маломощными прослоями туфов. Туфы имеют более кислый состав по сравнению с ассоциирующими с ними базальтами и могут рассматриваться как характерный «маркирующий» горизонт.

Строение второй подзоны, Янканской, более сложное. В пределах ее снизу вверх выделяются пять стратиграфических единиц: дрелинская толща, джалиндинская, крестовская и преображеновская свиты, преображеновская свита расчленена на нижне- и верхнепреображеновскую подсвиты. Дрелинская толща сложена метапелитами – сланцами, содержащими серицит, кварц и хлорит в различных пропорциях. Джалиндинская свита имеет вулканогенный состав и представлена метаэффузивными породами – метабазальтами, метадолеритами, с прослоями метаалевролитов и метапесчаников. Отмечаются незначительные по мощности прослои черных мраморизованных известняков. Крестовская свита сложена черными метаалевролитами и метапелитами с маломощными прослоями метапесчаников. Нижнепреображеновская подсвита представляет собой флишоидное переслаивание метапесчаников, метаалевролитов и метапелитов. Верхнепреображеновская подсвита представлена в основном метапесчаниками с прослоями метаалевролитов. В составе трех последних стратиграфических подразделений отмечаются незначительные по мощности редкие прослои метаэффузивов. В большинстве пород как вулканических так и терригенных довольно четко различимы реликтовые структуры, что позволяет использовать названия первичных литологических и петрографических разностей с приставкой «мета». Доля адиагностичных пород невелика, это, в основном, эффузивные породы и метапелиты.

Разделение Янканского субтеррейна на две подзоны было произведено в конце прошлого века при проведении крупномасштабного геологического картирования. Основанием для их разделения послужили, в основном, различия в степени метаморфизма слагающих их пород и как результат этого - различия в их макроскопическом облике. Для Янканской подзоны характерен метаморфизм зеленосланцевой фации, в пределах же Шахтаунской подзоны преобразования пород не выходят за границу катагенеза.

Согласно последним исследованиям [6, 7, 10, 11] было установлено, что как вулканические так и терригенные образования Янканской и Шахтаунской подзон весьма схожи по своим литолого-петрографическим и геохимическим характеристикам. Для них характерно четыре сходных формационных ассоциации, выделенных при проведении региональных геологических работ. Это эффузивные породы основного состава с маломощными прослоями терригенных пород, аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников, флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов и реже аргиллитов и песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Для терригенных ассоциаций характерны незначительные по мощности прослои эффузивных пород, свидетельствующие о не прекращающейся магматической деятельности в течении всего цикла осадконакопления на территории Янканского субтеррейна.

Как уже говорилось, выделенные ассоциации являются сквозными и характерны как для Шахтаунской так и для Янканской подзоны. Переход метаморфизованных отложений второй подзоны в неметаморфизованные их аналоги первой, довольно отчетливо прослеживается в береговых обнажениях в среднем течении р. Мал. Уркан где на метабазальтах с прослоями метапелитов джалиндинской свиты залегают базальты шахтаунской толщи. В пределах

джалиндинской свиты отмечается блок неметаморфизованных туфов, что свидетельствует о неравномерности проявления метаморфизма. Образования джалиндинской свиты интенсивно дислоцированы, рассланцованы, кливажированы, характеризуются широким развитием кварцевых и карбонатных прожилков. Дислоцированность образований Шахтаунской подзоны гораздо ниже, тем не менее для ее пород также характерно наличие сланцеватости и вторичных процессов окварцевания и карбонатизации.

Метавулканиты Янканской подзоны представлены метабазальтами и метадолеритами с подчиненным значением адиагностичных зеленокаменных пород, минеральная ассоциация которых свидетельствует в пользу их магматического происхождения. Данные породы характеризуются реликтовыми офитовыми структурами. Интерсертальные микроструктуры, характерные для базальтов, как правило не сохраняются. Помимо реликтовых плагиоклаза и пироксена по породам развиваются актинолит, эпидот, цоизит, хлорит, альбит. Отмечено присутствие глаукофана, лавсонита и стильпномелана. Эти породы характеризуются повышенной, по сравнению с терригенными породами, магнитной восприимчивостью, достигающей $73*10^{-3}$ ед. СИ, что позволяет достаточно надежно выделять их по данным магниторазведки. Метавулканиты, в ряде случаев, находятся в тесном переслаивании с метатерригенными породами.

Базальты Шахтаунской подзоны – это темно-серые, зеленовато-серые массивные породы, обладающие как афировой так и порфировой структурами, под микроскопом в них отмечаются офитовые и интерсертальные микроструктуры. Породы сложены в основном моноклинным пироксеном и плагиоклазом. По породе развиты эпидот, цоизит, актинолит.

По геохимическим свойствам базальтоиды как Янканской так и Шахтаунской подзон образуют две ассоциации. Первая ассоциация соответствует базальтам N-MORB и сформировалась в зоне спрединга в срединно-океаническом хребте. Вторая занимает промежуточное положение между базальтами E-MORB и OIB и отвечает обстановкам задугового спрединга [6, 7]. В пользу последнего свидетельствует и наличие вулканокластических пород характерных для субаэрального вулканизма, который широко проявлен в обстановках вулканических дуг.

При геологическом картировании в метаэффузивных породах Янканской подзоны среди минеральной ассоциации характерной для низкотемпературной зеленосланцевой фации метаморфизма, в ряде случаев был диагностирован глаукофан, являющийся индикатором сверхвысоких давлений. Совместно с глаукофаном были встречены пумпелиит, лавсонит, также характерные для высокобарических условий. Данная минеральная ассоциация позволяет рассматривать метаморфические преобразования отложений Янканской подзоны Янканского субтеррейна как высокобарический низкотемпературный метаморфизм фации глаукофановых сланцев. Для пород Шахтаунской подзоны Янканского субтеррейна, как уже отмечалось выше, преобразования не выходят за пределы катагенеза.

В результате проведенных исследований мы можем сделать следующие выводы. Вулкано-терригенные отложения Шахтаунской и Янканской подзон Янканского субтеррейна являются сходными в формационном и геохимическом плане и могут быть объединены в единый структурно-вещественный комплекс аккреционной призмы в зоне субдукции. Большая часть данных отложений метаморфизована в условиях глаукофан-сланцевой фации метаморфизма и интенсивно дислоцирована. Оставшаяся их часть – не метаморфизована и преобразована лишь в условиях катагенеза.

Подобные условия могли реализоваться в зоне субдукционной аккреции, либо в зоне крупного надвига. Как альтернативный

вариант можно предположить вывод высокобарических метаморфитов на земную поверхность за счет их «эксгумации» в зоне субдукции [4]

Литература

1. Вольский А.С., Шатков Г.А., Красный Л.И. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 188 с.
2. Геология зоны БАМ. Том 1. Л.: Недра, 1988. 442 с.
3. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника 1995. №5. С.68-82.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск.: изд-во СО РАН, 2001. 406 с.
5. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. № 1. С. 11-25.
6. Колесников А.А., Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая обстановка формирования условно среднепалеозойских терригенных отложений западной части Янкано-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчато-надвиговой области. //
7. Колесников А.А. Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования терригенных отложений Янкано-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчато-надвиговой области //
8. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: 1969. 399 с.
9. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24-43.
10. Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса Автореф. дис. к-та геол.-минер. наук. Благовещенск, 1992. 173 с.
11. Сорокин А.А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. С-Петербург, 2005 342 с.
12. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др., 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. - Л.: Наука, 1965. 291 с.
13. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 284 с.
14. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: US Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets scale 1:500000; 2 sheets scale 1:10000000.
15. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.Y. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey Professional Paper 1626, 2001. 122 p.

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА БУГУЛЬМИНСКО-БЕЛЕБЕЕВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИУРАЛЬЯ

Колесниченко А.А., Яцкевич Ю.О.

ГИН РАН, Москва (kolesn_al@mail.ru)

Введение. Бугульминско-Белебеевская возвышенность (ББВ) – крупная (высоты до 480 м) положительная морфоструктура Центрального Приуралья. Особенность неотектоники района в том, что он находится недалеко от новейшего Урала, где сложным образом взаимодействуют внутриплитные напряжения, исходящие от разных частей Альпийского коллизионного пояса [6,10,11]. По результатам предыдущих работ А.А. Колесниченко и его коллег, расположенные севернее районы субмеридиональных Тулвинской и Уфимской возвышенностей формировались в той же деформационной обстановке, что и новейший Урал [4,7]. Цель исследования – установление характера этих напряжений и их вариаций на площади района Бугульминско-Белебеевской возвышенности, а также анализ их вероятных источников. Для реконструкции полей напряжений/деформаций были произведены мезоструктурные наблюдения.

В палеозойской структуре Бугульминско-Белебеевская возвышенность образует крупное поднятие фундамента и чехла (кроме верхнепермских отложений), известное как Южно-Татарский свод. По материалам бурения глубоких скважин и геофизическим данным этот свод вытянут в направлении ЮВ-СЗ более чем на 300 км [12]. На северо-востоке он ограничен Камско-Бельским авлакогеном, а на юге от Оренбургского свода его отделяет широтный Серноводско-Абдулинский авлакоген. Кровля Южно-Татарского свода наклонена здесь в сторону Урала, мощность осадочного чехла изменяется от 2 (на северо-западе) до 3 (на юго-востоке) км [12]. Верхнепермские отложения, залегающие несогласно на нижнепермских, падают на северо-запад и образуют пологую антиклиналь, ориентированную в направлении СЗ-ЮВ (вдоль оси Татарского свода). Таким образом, здесь наблюдается ситуация обращенного залегания пластов верхней перми по отношению к нижележащим. Антиклинальная структура чехла, образованная его верхнепермскими слоями, авторами доклада условно названа Бугульминско-Белебеевским поднятием (ББП).

Выражение палеозойской структуры ББП в современном рельефе. Поднятие, образованное верхнепермскими слоями, выражено крупной положительной морфоструктурой – Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, вытянутой в направлении СЗ-ЮВ, совпадающей по конутуру с ББП. Сама же вершина Южно-Татарского свода в современном рельефе не выражена.

Рельеф района эрозионно-тектонический; морфологически же возвышенность выражена в виде платообразной поверхности [13]. Северо-восточный и юго-западный склоны крутые, причем особенно четко выражен уступ, ограничивающий ББВ по ее северо-восточному краю (относительная высота 80-100 м). По результатам многих работ [1,3,13,14], здесь имеются все признаки новейшего поднятия: гидрографическая сеть в виде небольших, но глубоко врезанных в пермские породы речек, развита очень густо, причем долины многих рек имеют ступенчатые склоны и каньонообразный вид. В формах рельефа находят отражение многие частные структурные формы, зафиксированные по различным маркирующим горизонтам верхнепермских отложений. Таким образом, здесь имеется прямое отображение в современном рельефе крупных черт тектонического строения. Достаточно широко развит карст [2]. По данным измерения высот террас, на территории юго-восточной части возвышенности (Белебеевский участок) происходило поднятие с амплитудой 200-300 м за

олигоцен-четвертичный период [1], а по замерам высот поверхностей выравнивания суммарная амплитуда послемиоценовых поднятий здесь составляет 300-450 м [13]. По данным высокоточного повторного нивелирования район Бугульминско-Белебеевской возвышенности характеризуется высокими градиентами скоростей современных восходящих движений – до 5-6 мм/год. Совокупность всех этих материалов указывает на усиление здесь тектонической активности в новейшую и современную эпоху [13]. Таким образом, можно сделать вывод о том, что Бугульминско-Белебеевское поднятие является новейшим.

Реконструкция послепермского поля деформаций. На территории Бугульминско-Белебеевской возвышенности впервые были проведены замеры борозд скольжения в верхнепермских известняках и песчаниках, а результаты замеров обрабатывались и анализировались на стереограммах по методике В.Д.Парфенова. Часть полевого материала была любезно передана М.Л.Коппом. Реконструкция регионального поля деформаций строилась на выделении структурных парагенезов разного кинематического типа и анализе их пространственного размещения; особое внимание уделялось восстановлению слабоизученной горизонтальной компоненты новейших движений.

Станции наблюдений концентрируются в центральных частях северо-западного (Бугульминского) и юго-восточного (Белебеевского) районов возвышенности.

Возле с. Тумбарла в верхнепермских известняках найдены три системы мезоструктур – субширотные взбросы с компонентой левого сдвига, взбросы северо-восточной экспозиции с правосдвиговой компонентой и почти чистые сбросы той же ориентировки. Сбросы фиксируют удлинение в северо-западном направлении, что почти совпадает с ориенитировкой продольной оси Бугульминско-Белебеевского новейшего поднятия. По взбросам с левосдвиговой компонентой восстанавливается ось укорочения в направлении ССВ 20°; взбросы же с компонентой правого сдвига показывают северо-западное укорочение (азимут 130°). Остальные оси в рассматриваемом поле оказались сильно наклоненными, что не позволяет судить по ним о горизонтальных деформациях.

В известняках верхней перми возле с. Акбаш выделены субширотные взбросы с левым сдвигом (как и в предыдущей точке), субмеридиональные сбросы с правым сдвигом и субширотные сбросы с левосдвиговой компонентой. Сбросы обеих систем дают устойчивое удлиенение северо-западной ориентировки (продольно к Бугульминско-Белебеевскому поднятию); по взбросам же восстанавливается укорочение поперек возвышенности (в северо-восточном направлении).

У с. Степной Зай в пермских известняках ориентировки замеров мезоструктур сгруппированы в четыре системы: субширотные взбросы с компонентой левого сдвига, взбросы с компонентой правого сдвига северо-западной экспозиции, взбросы с левосдвиговой компонентой северо-восточной ориентировки и субширотные левые сбросы. Восстановленная по последним бороздам ось удлинения ориентирована в направлении ССЗ (азимут 335°); остальные три системы показывают две ориентировки оси укорочения: ССЗ (330°) и ЮЮЗ (205°).

На востоке Бугульминско-Белебеевской возвышенности в песчаниках казанского яруса перми также обнаружена система крутонаклоненных субширотных взбросов с левым сдвигом (это позволяет говорить об их универсальном характере) и сбросов с левосдвиговым смещением той же ориентировки. Совокупность таких парагенезов образуют пояс вращения. Второй пояс вращения образован субмеридиональными сбросами и взбросами; у тех и других имеется компонента правого сдвига. Таким образом, реконструкция поля деформаций в данной точке наблюдений показывает две оси укорочения, ориентированные в направлении северо-восток 40° и юго-

восток 100°, а также субмеридиональную ось удлинения.

Статистическая обработка результатов. Предварительная («валовая») статистика данных замеров для всех станций наблюдений района показала широкий разброс (а нередко и противоположность ориентировок) одноименных осей деформаций, что поначалу не дает возможности выделения каких-либо преобладающих направлений удлинения и укорочения для всего района в целом. Однако некоторая определенность появилась, когда были отдельно рассмотрены данные для двух частей свода – его Бугульминской и Белебеевской вершин. Для Белебеевского участка замеры были сконцентрированы вдоль двух уступов современного рельефа (которые, возможно, соответствуют зонам концентрации трещиноватости) – субмеридионального Бузгинского и Кондрыкольского северо-западного простирания. Оказалось, что поле деформаций для Бузгинского уступа согласно с таковым для соседнего Урала: здесь выявились субширотное укорочение и субмеридиональное удлинение, тогда как для Кондрыкольского уступа характерно субмеридиональное укорочение – что больше соответствует полю деформаций более южной части Русской плиты [5,6]. Бугульминский же участок характеризуется в целом более выраженным на площади удлинением в направлении СЗ-ЮВ и сопряженным с ним укорочением направления СВ-ЮЗ. В чем заключается причина отличий поля напряжений/деформаций северо-западного участка района от юго-восточного, пока сказать трудно, но можно видеть, что такой характер поля деформаций каким-то образом соответствует морфоструктуре всей Бугульминско-Белебеевской возвышенности: ориентировка оси удлинения располагается параллельно водоразделу возвышенности (северо-западного направления). Похожее деформационное поле было установлено ранее М.Л.Коппом и его коллегами на территории соседних новейших структур – поднятия Общий Сырт, Жигулевского надвига и Саратовских дислокаций [5,8,9].

Исследование выполнено при поддержке программы №6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Варламов И.П.* Новейшая тектоника Башкирского Предуралья и прилегающей территории Ю.Урала // В кн. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Труды Уфимского совещания по геоморфологии и неотектоники Волго-Уральской области и Южного Урала 20-22 мая 1959 г. Уфа: БФАН СССР, 1960. С. 277-283.
2. *Вахрушев Г.В.* О неотектонике Южного Приуралья // В кн. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Сб. 1. Уфа: БФАН СССР, 1957. С. 39-48.
3. *Журенко Ю.Е.* Особенности проявления голоценовых и современных тектонических движений Западной Башкирии // В кн. Вопросы геоморфологии и новейшей тектоники Волго-Уральской области и Ю. Урала. Рефераты докладов. Уфа: БФАН СССР, 1959. С. 67-70.
4. *Колесниченко А.А.* «Кинематика и новейше развитие Суксунско-Красноуфимского разрыва (Южное Приуралье) по мезоструктурным данным»//Бюл. МОИП, 2010, № 6.
5. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
6. *Копп М.Л.* Новейшие деформации Южного Урала и Мугоджар и их вероятное происхождение // Геотектоника, 2005, № 5. С. 36-61
7. *Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С.* Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника 2008. № 6. С. 46-68.
8. *Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В.* Саратовские дислокации: кинематика горизонтальных перемещений // Общие и региональные вопросы геологии: Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП "Интеграция". М.: ГЕОС, 2000. № 5. С. 123-179
9. *Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл.

МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 18-29
10. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника 1995. № 6. С. 3-21
11. *Лёвин Ф.Д., Фомин В.И.* Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. М., 2001. № 3. С. 31-40
12. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации, м-б 1:1000000. Лист N-40. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001.
13. *Рождественский А.П.* Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба // В кн. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1960. С. 221-243.
14. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. С. 302.

ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Колодяжный С.Ю.

Учреждение Российской академии наук Геологический Институт РАН, Москва, Россия (kolod@ginras.ru)

В последнее время все больше появляется данных, отражающих объемную (3D) внутриплитную подвижность литосферных плит, в том числе, с древней континентальной корой. Эти данные не противоречат глобальной концепции геодинамики плит, а существенно ее дополняют, придавая ей характер тектоники объемного течения. Одним из следствий феномена внутриплитной 3D подвижности горных масс является возникновение разноранговых структурно-кинематических парагенезов, рассредоточенных на больших площадях и образующих закономерные структурные ансамбли. Последние отражают упорядоченность общего тектонического течения и нередко выражены в форме крупномасштабных латеральных *«плито-потоков», образующих пространственно ограниченные горизонтально-плоскостные геологические тела, обладающие признаками объемного (3D) тектонического течения и латерального перемещения горных масс* [**4**].

Материалы по анализу новейших полей напряжений, сейсмичности и региональной тектонике легли в основу представлений о дрейфе Восточно-Европейской плиты (ВЕП) в юго-восточном направлении в связи с пропагацией Атлантического рифта в Арктику и постепенным раскрытием Арктической зоны спрединга [3, 5]. Как предполагается в [3], эти перемещения, начавшись в палеоцене, наиболее ярко проявились в позднем эоцене – среднем миоцене, а с позднего миоцена были заблокированы коллизией Аравийской и Евразийской плит. Движение ВЕП, как самостоятельной плиты, было возможным за счет правосдвиговых и левосдвиговых смещений соответственно вдоль западной (линия Торнквиста) и восточной (Урал) границ плиты, а также благодаря наличию геодинамического убежища на ЮВ в виде бассейна Паратетис [3]. Эта концепция требует дальнейшего развития - изучения внутриплитных структурных ансамблей, связанных с этим процессом, а также выявления механизмов передачи напряжений от активных границ плиты на многие сотни километров, что вызывает немало сомнений и вопросов.

Структурные исследования последних лет позволяют пролить свет на поставленные выше проблемы. В их основу легли материалы по дешифрированию цифровых карт рельефа, анализ геофизических полей и полевые заверочные работы с использованием кинематического анализа. Исследования в СВ части ВЕП позволили выявить весьма сложный ансамбль структур, имеющих долгоживущий и «сквозной» по отношению к системе фундамент – чехол характер развития [1, 2]. Было отмечено, что палеопротерозойские тектонические нарушения в докембрийском фундаменте на плитной стадии развития ВЕП и, в частности, на неотектоническом этапе испытывали неоднократную ремобилизацию, проникая в осадки чехла в виде отраженного, но обладающего собственными характеристиками парагенеза структур. Это явление характерно для структур различного ранга, включая протяженные подвижные пояса и рифты, отдельные разрывы и зоны трещиноватости, вплоть до мезоструктур.

В пределах рассматриваемой области структуры первого порядка представлены динамически сопряженными Беломорско-Двинской (БД) и Среднерусской (СР) зонами дислокаций (рис. 1). Первая из них венчает докембрийский Беломорско-Лапландский подвижный пояс и

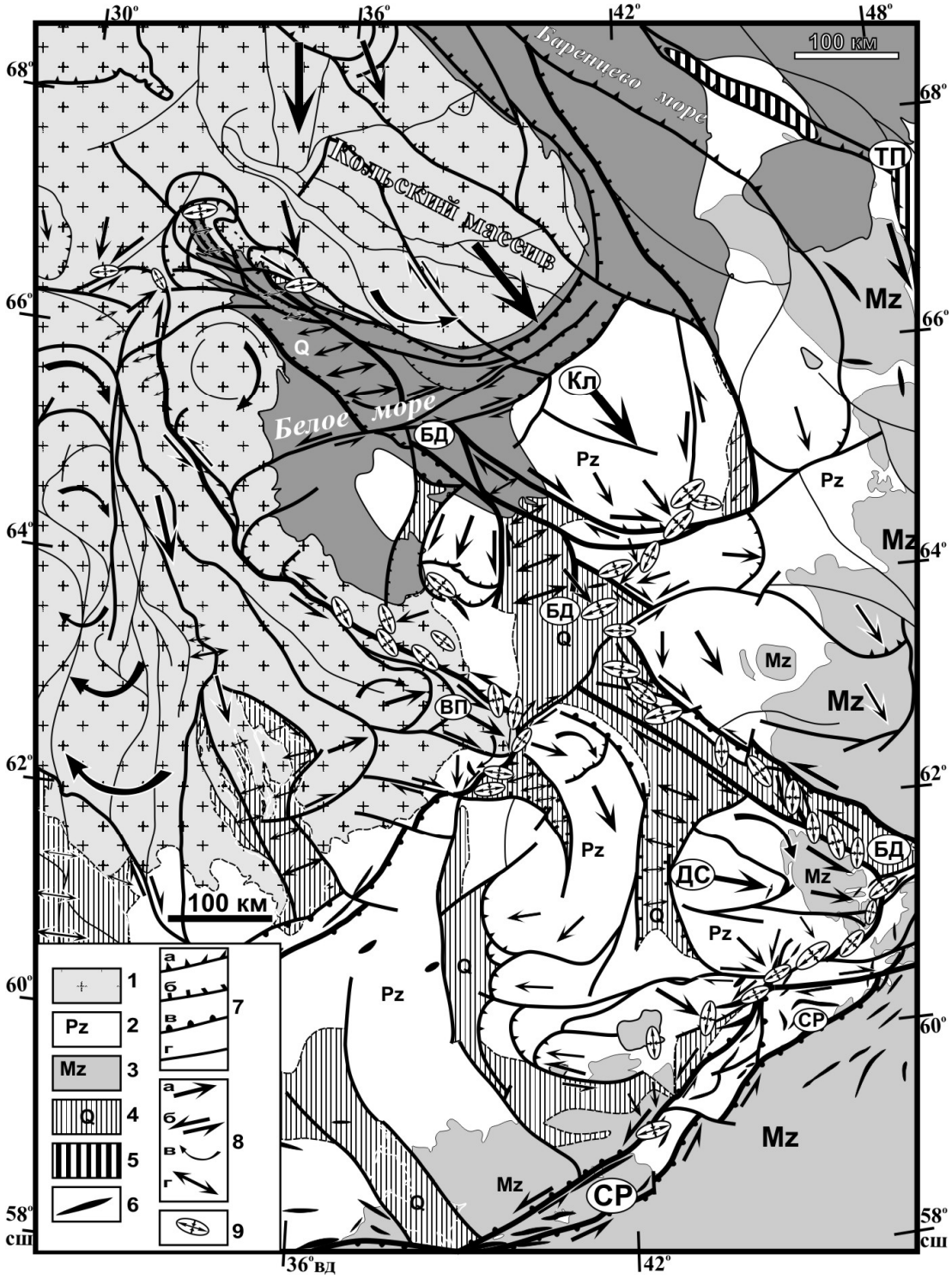


Рис. 1. Кинематическая схема кайнозойского этапа северо-восточной части ВЕП.
1 - докембрийский фундамент; 2 - 3 - осадки чехла; 4 –депрессии; 5 - складчатые пояса; 6 – валы; 7 - нарушения: а – взбросы, б - сбросы, в - флексуры, г - сдвиги; 8 - направления перемещений; 9 - ориентировка осей деформации.
Блоки: ДС - Двинско-Сухонский, ВП - Ветреного Пояса, Кл – Кулойский

заложенную на нем рифейскую рифтовую систему, являясь отражением их активизации в области развития платформенного чехла. В современной структуре эта зона представлена системой неотектонических грабенов общего СЗ простирания (ортогонально к оси спрединга

в Арктике), сегментированных субширотными сдвигами трансформного характера. Изучение мезоструктур (сколы, отрывы, зоны трещиноватости) в пределах БД зоны показало наличие сдвиговых смещений в обстановке транстенсии, знак которых меняется по простиранию зоны в соответствии с ее сегментацией.

На ЮВ БД зона плавно по дуге смыкается со Среднерусской зоной дислокаций, которая также имеет «корни» в виде одноименных структур в кристаллическом фундаменте – подвижного палеопротерозойского пояса и рифейского авлакогена. Однако в отличии от БД зоны данная структура имеет инверсионный характер: над рифтовым провалом фундамента в современной структуре зоны развит Рыбинско-Сухонский мегавал, осложненный структурами высокого порядка, образующими транспрессионный парагенез. Здесь были выявлены зоны сдвига, оперяющие их диагональные складки и мининадвиги, асимметрично построенные зоны смятия и трещиноватости, а также структуры субслойного течения. Эти нарушения пронизывают палеозойские толщи и проникают в осадки мезозоя, а в единичных случаях – в отложения четвертичного возраста.

К западу от области дугообразного смыкания БД и СР зон расположен Двинско-Сухонский мегаблок. Кинематика сдвиговых смещений в его обрамлении и внутренний структурный рисунок указывают на выдвигание блока в ВЮВ направлении. Примерно в 500 км к СЗ от этой структуры расположена аналогичная в динамическом отношении структура – кристаллический выступ Ветреного Пояса Фенноскандинавского щита [1] (рис. 1). В целом они составляют крупную внутриплитную структуру горизонтального перемещения, которая может рассматриваться как плито-поток. Его внутреннее строение показывает, что движение массива пород к ЮВ происходило не в виде монолитного тела, а в качестве динамически дифференцированного потока с обособлением сегментов высокого порядка, связанных с локальными обстановками растяжения, вращения, тектонического нагнетания и выдавливания геомасс (рис. 1).

К СВ от БД зоны было отмечено широкое развитие нарушений и зон трещиноватости, имеющих преимущественно сдвиговую кинематику и «нарезающих» мозаичную систему блоков. Анализ кинематики отдельных сдвигов и характера палеонапряжений внутри блоков позволяет предполагать, что они также образуют плитопоток, испытывающий горизонтальное перемещение к ЮВ. Центральное «ядро» этого потока образуют Кольский массив и расположенный на его ЮВ фронте Кулойский блок, ограниченный зонами сдвига, адаптирующими выдвигание геомасс к ЮВ (рис. 1). По ряду структурных признаков движение данного потока происходило также дифференцированно, но с меньшими скоростями по отношению к рассмотренной выше аналогичной мегаструктуре.

В целом выявленные кинематические характеристики и особенности современной структуры СВ части ВЕП согласуются с моделью перемещения данной плиты к ЮВ в связи с раскрытием Арктической зоны спрединга. При этом движения носили не «монолитный», а дифференцированный характер, что подчеркивается обособлением внутриплитных разноскоростных потоков и сопряженных с ними структур высокого порядка. Слабым местом данной модели является механизм передачи напряжений от активных границ плиты на тысячи километров в ее внутренние области. Наиболее приемлемы построения, допускающие передачу напряжений не за счет «толкательного» внешнего воздействия, а в результате горизонтального течения геомасс на уровне нижней коры и верхней мантии [3, 5]. В дополнение к этим взглядам следует добавить в круг рассмотрения еще один фактор. Как было отмечено в [6] из теоремы Эйлера следует, что движение плиты по сферической поверхности Земли происходит не

равномерно: по мере удаления от спрединговой полюса вращения векторная скорость перемещения в локальной точке плиты возрастает. Такой градиент скоростей является одной из причин формирования трансформных разломов, вдоль которых адаптируются скоростные вариации. В приложении к Арктической зоне спрединга, полюс вращения которой, вероятно, находится в области ее клинообразного выклинивания, из этого положения следует, что скорости перемещения в сторону от спрединговой хребта в прилегающей Евразийской плите будут возрастать по мере удаления от этого полюса. Это может служить причиной нарушения динамической монолитности плиты, в теле которой при этом зарождаются разноскоростные сегменты, связанные с этим локальные напряжения и структуры, выравнивающий баланс общего поступательного движения. Этот феномен, вероятно, является фактором ответственным за развитие рассмотренных выше внутриплитных потоков и разделяющих их зон дислокаций (БД зона и др.), играющих роль трансформных разломов.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (2009-2011 гг).

Литература

1. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника 2010. №2. С. 56-76.
2. *Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г.* Структурно-кинематические парагенезы фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита // Геотектоника, 2007, № 6. С. 3-22.
3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – М.: Наука, 2005. 340 с.
4. *Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. –М.: Научный Мир, 2001. С.91–154.
5. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника 1995. № 6. С. 3-21.
6. *Hatcher R.*D. Structural geology: principles, concepts, and problems. New Jersey: Prentice-Hall, 1995. 511 p.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ МОРФОТЕКТОНИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОКОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА В МЕЖГОРНЫХ ВПАДИНАХ

Коломиец В.Л.[а], Рассказов С.В.[б]

[а] *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, (kolom@gin.bscnet.ru)*
[б] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, (rassk@crust.irk.ru)*

Введение

Проблемы формирования и развития рельефа Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) многие десятилетия остаются дискуссионными. Особое значение в решении задач связанных с вопросами эволюции этой внутриконтинентальной рифтовой системы имеют структурно-формационные комплексы межгорных суходольных котловин. Большая часть днищ впадин, таких как Муйско-Куандинская, Парамская, Верхнеангарская, Баргузинская, Усть-Баргузинская, Налимовская, Нижнетуркинская, Котокельская, Усть-Селенгинская, Тункинская выполнена мощными позднекайнозойскими трансгрессивными, литологически схожими, полифациальными толщами, включающими в себя несколько возрастных генераций осадков и слагающими не менее 7-ми аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террасовых уровней, развитых повсеместно. По своему происхождению они достоверно относятся к флювиальной и лимнической группам водного парагенетического ряда континентальных осадочных образований [13].

Что же послужило основой столь длительного аквального образования осадков в межгорных впадинах центральной части БРЗ во временном диапазоне от эоплейстоцена до конца среднего неоплейстоцена? Ясно, что исключительность геологической структуры или особенности протекания экзогенных процессов в отдельных изучаемых котловинах не могли оказать никакого воздействия, поскольку система впадин с однотипными осадочными комплексами протянулась более чем на 1500 км – от бассейна р. Иркут на юго-западе до среднего течения р. Витим на северо-востоке. Следовательно, такими причинами были только те явления, которые имели всеобъемлющий характер и прямую связь с эволюцией природной среды всего региона. Обратимся к позднекайнозойской истории Прибайкалья – могли ли известные нам события привести к возникновению особых условий осадконакопления в БРЗ, следы которых отчетливо фиксируются наличием мощных (первые сотни метров) песчаных толщ высокого террасового комплекса во всех без исключения, как в самых крупных, так и более мелких, впадинах?

В первую очередь обращают на себя внимание процессы тектогенеза. Работами [8, 9, 10, 12] установлено, что, в четвертичное время территория БРЗ испытала четыре фазы тектонической активизации.

Первая фаза

Первая фаза проявилась не только на территории БРЗ, но и во всей Центральной Азии около 1,2 млн. лет назад [10]. Она сопровождалась быстрым подъемом западного борта Байкальской впадины, прекращением ленского стока Байкала через р. Пра-Манзурку и, как следствие, – ингрессионным повышением уровня его вод и формированием осадочных толщ на восточном побережье [9]. Эта фаза (приморская по [9]) рассматривается нами как *раннеприморская.* Эоплейстоценовый тектонический подпор имел место и в крайней, северо-восточной оконечности исследуемого района – в Муйско-Куандинской впадине (Северо-Муйское сужение р. Витим) [1].

По результатам спорово-пыльцевых анализов (Баргузинская впадина) [4] и радиотермолюминесцентного датирования (1 ± 0,09 млн. лет, Налимовская впадина) [3]

самый высокий, VII террасовый уровень близок по времени образования времени этой первой тектонической фазе. Лимнические и комплексные лимно-аллювиальные обстановки седиментогенеза при накоплении осадочных отложений VII уровня соответствуют первой ингрессии вод Байкала в речные долины и межгорные впадины байкальского направления стока (рис.).

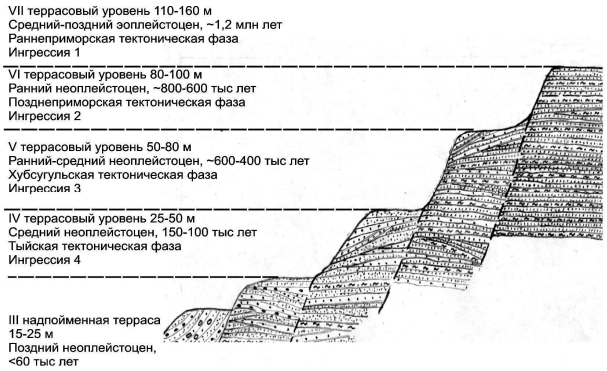


Рис. Количественный состав ингрессий вод оз. Байкал и фазы тектоническойактивизации.

Вторая фаза

Это тектоническое и вулканическое оживление территории произошло 800–600 тыс. лет назад. Фаза (названная *позднеприморской*) выражена интенсивным воздыманием западного плеча Байкальского рифта [9] и Еловского отрога в Тункинской рифтовой долине [10]. Она способствовала новому подъему уровня оз. Байкал, последующей второй ингрессии и аккумуляции, по мнению Н.А. Логачева [8], «теплых» досамаровских песчаных горизонтов Забайкалья и Прибайкалья. Свидетельства ее, по нашим исследованиям, представлены VI эрозионно-аккумулятивным террасовым уровнем, получившим самое широкое распространение во всех без исключения впадинах байкальского типа. Подтверждением этому является РТЛ-возраст отложений основания Верхнего Куйтуна в Баргузинской впадине 790 и 830 тыс. лет [5]. Спорово-пыльцевые спектры из осадков Муйско-Куандинской, Баргузинской и Усть-Баргузинской котловин [6, 7] свидетельствуют о существовании в это время умеренно-теплых и влажных климатических условий. Толща имеет аквальное происхождение с соответствующим набором динамических параметров аккумуляции.

Третья фаза

Тектоническая активизация 600–400 тыс. лет назад (названная х*убсугульской*) обозначила структурную перестройку территории, сопровождавшуюся прекращением вулканизма в центральной части БРЗ (на Витимском плоскогорье и в бассейн р. Джида) и выражена стратиграфическим несогласием в осадочной толще впадины оз. Хубсугул[10, 12]. Очевидно, что столь значимое тектоническое событие не могло не отразиться и в характере развития других впадин рифтовой зоны. Оно привело к третьей ингрессии байкальских вод, высота которой, согласно изысканиям И.Н. Резанова [11], достигала ста метров выше современного. В рельефе днищ впадин БРЗ она привела к образованию V эрозионно-аккумулятивного уровня комплексного озерно–речного генезиса. Осадки из урочища Верхний Куйтун, датированные РТЛ-методом во временном диапазоне от 380 до 460 тыс. лет [5], отлагались в постоянных лимнических водоемах с проточным режимом.

Четвертая фаза

Последняя (*тыйская* [9]) фаза тектонической активизации имела место 150–100 тыс. лет назад и ознаменовала переход к ангарскому стоку вод оз. Байкал. Эта фаза обусловила четвертое внедрение байкальских вод во впадины, открытые к Байкалу, возникновение и удержание в них неглубоких озеровидных бассейнов, в которых и был сформирован IV эрозионно–аккумулятивный террасовый уровень. Радиотермолюминесцентное подтверждение получено для осадков Баргузинской, Нижнетуркинской и усть-селенгинской части Байкальской впадин [2, 5].

Условия седиментации

Осадки VII уровня (высота 110–160 м) – субгоризонтально-слоистые тонко-

мелкозернистые пески, алевропески и алевриты – накапливались в проточных лимнических водоемах с небольшими глубинами (до 3–5 м) [13]. Для палеопотоков перечисленных впадин реконструированы сходные динамические параметры. Они имели равнинный (число Фруда, Fr < 0,1), реже полугорный (Fr = 0,1–0,2) типы натуральных открытых русел с площадью водосбора >100 км^2 в комфортных условиях пребывания ложа и беспрепятственного движения воды (коэффициент шероховатости, n > 40). Начальным моментом движения наносов в руслах палеорек являлся порог минимальных значений срывающих скоростей водного потока 0,3–0,4 м/с. Аккумуляция начиналась с падением придонной скорости до 0,2 м/с. Палеорекам были свойственны узкие рамки изменений скоростного режима течения воды от 0,4 до 0,5 м/с, а также уклонов продольного профиля – от 0,2 до 0,7 м/км. В подавляющем большинстве случаев динамика потоков характеризовалась переходным режимом осаждения между турбулентным и ламинарным типами, что соответствует способу переноса в виде сальтации с подчиненной ролью суспензий. Малые значения φ-критерия устойчивости русел (<100 единиц) характеризуют исследуемые флювиальные системы как немобильные, которые вряд ли могли осуществлять масштабную разрушительную работу по изменению гидрографической сети. В фациальном отношении изучаемый гранулометрический спектр принадлежит полю совмещения лимнических и аллювиальных условий седиментации с преимущественным распространением прибрежно-береговых фаций озерной группы и меньшим – русловых и пойменных речной группы.

Высокие уровни – 80–100 м (VI), 50–80 м (V) и 25–50 м (IV) – сформированы слоистыми: субгоризонтальными, наклонными и косыми, крупно-средне-мелкозернистыми песками с подчиненной ролью пограничных разностей обломочного спектра [13]. Их седиментация протекала в условиях неглубоких устойчивых озерных незастойных водоемов (глубиной от 2-х до 7, редко – 10 м). Материал доставлялся равнинными, в основном полугорными (Fr = 0,1–0,3), горно-грядовыми (Fr = 0,3–0,5) потоками с площадью водосбора >100 км^2 постоянных, хорошо разработанных русел со свободным течением воды в благоприятных и весьма благоприятных условиях положения ложа (n = 30–40). Срывающие скорости варьировали от 0,3 до 1,3 м/с, скорости отложения – от 0,2 до 0,8 м/с, поверхностные скорости течения – от 0,3 до 2,0 м/с, уклоны водного зеркала – от 0,5 до 2,0 м/км. Режим осаждения был слаботурбулентным и переходным; господствовал скачкообразный способ транспортировки от фазы гладкого дна к появлению грядовых подвижных форм руслового рельефа. По φ-критерию устойчивости такие палеопотоки определяются как слабоподвижные.

По генетико-фациальной природе осадки высоких террас аккумулировались:

а) в мелководных, достаточно крупных, проточных лимнических водоемах с малоамплитудным характером волновых колебаний и разветвленной сетью придонных течений, приведших к образованию субгоризонтально-слоистых алевритово-тонкопесчаных пород береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации;

б) в однонаправленных слабодинамичных и немобильных речных потоках с замедленным движением воды ввиду их подпора в придельтовом положении русел с появлением наклонно- и косослоистых мелко-среднезернистых песков русловых и пойменных фаций речной макрофации.

Заключение

В результате детального изучения аквальных отложений плейстоценового террасового комплекса межгорных впадин БРЗ получен полный набор динамических характеристик седиментогенеза. Установлено, что наибольшее развитие в этот период получили континентальные

осадочные образования аквального парагенетического ряда (флювиальная и лимническая группы). С начала среднего эоплейстоцена в суходольных впадинах имели место четыре этапа существования крупных озерных проточных водоемов, сменяемых деградацией и эрозионным расчленением. Образование водоемов сопровождалось поднятиями уровня оз. Байкал и ингрессиями его вод в речные долины. Доминирование лимнического режима было обусловлено четырьмя тектоническими фазами поднятия хребтов горного обрамления впадин.

Литература

1. *Будаев Р.Ц.* Кайнозойские отложения и развитие рельефа западной части Станового нагорья: Автореф. дисс. … канд. геол.–мин. наук. – Иркутск, 1989. 17 с.
2. *Коломиец В.Л.* Новые материалы об условиях неоплейстоценового седиментогенеза Селенгино–Итанцинской впадины (Восточное Прибайкалье) // Доклады IX Международной конференция «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. Секции S–1, S–II, S–III, S–IV, S–V. М.: Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, 2009. С. 66.
3. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Неоплейстоценовые отложения Налимовской впадины Юго-Восточного Прибайкалья и их палеогеографическая характеристика // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещания. Вып. 4. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 1. С. 167–170.
4. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Новые данные о геолого-геоморфологическом развитии Баргузинской впадины Прибайкалья в плейстоцене // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 319–322.
5. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Палеообстановки седиментогенеза песчаного массива Верхний Куйтун (Баргузинская впадина) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещания. Вып. 8. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 1. С. 141–142.
6. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Савинова В.В.* Неоплейстоценовая история эволюции Усть-Баргузинской впадины (Байкальская Сибирь) // География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества. Мат-лы Всероссийской научной конференции «Селиверстовские чтения». СПб: Санкт-Петербургский государственный университет, ВВМ, 2009. С. 672–677.
7. *Коломиец В.Л., Савинова В.В.* Литостратиграфия плейстоцена Муйско-Куандинской впадины (Северо-Восточное Прибайкалье) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Мат-лы Всероссийского научного совещания. М.: ГЕОС, 2009. С. 73–78.
8. *Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др.* Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
9. *Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео». 2001. 252 с.
10. *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, Сибирское отд-ние, 2000. 288 с.
11. *Резанов И.Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
12. *Федотов А.П.* Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое. Автореф. дисс. … доктора геол.–мин. наук. Казань, 2007. 42 с.
13. *Kolomiets V.L.* Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermountain basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International, V. 179, 2008. pp. 58–63.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Коломиец В.Л.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, (kolom@gin.bscnet.ru)

Введение

Комплекс низких надпойменных аллювиальных террас: 15–25 м (III), 9–12 м (II), 4–9 м (I) сформирован поздненеоплейстоценовыми отложениями, широко распространенными во всех отрицательных морфоструктурах центральной Байкальской рифтовой зоны – от Муйско-Куандинской на крайнем северо-восточном фланге до Тункинских впадин – на юго-западе.

Седиментогенез

Осадки низкого террасового комплекса – субгоризонтально- и косослоистые мелко-среднезернистые пески с добавками гравийно-галечных включений и примесями алевритово-пелитовых частиц. Средой их накопления были стационарные слабоподвижные, подвижные извилистые потоки полугорного и горного грядового типа (Fr = 0,10–0,27) в благоприятных и обычных условиях состояния коренного ложа (n = 20,0–40,0), с особенностями в направлении водных струй течения и рельефе дна, со срывающими скоростями 0,3–2,0 м/с, скоростями отложения 0,2–1,3 м/с, поверхностными скоростями течения 0,3–3,0 м/с, глубинами 0,9–5,0 м, уклонами водного зеркала 0,5–10,0 м/км и шириной водотоков 15–400 м. Седиментационный режим характеризовался турбулентным и переходным типами осаждения, переносом дезинтегрированного вещества, главным образом, сальтацией, качением и волочением обломков по дну, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина (β = 0,20–0,72). Гидродинамические параметры палеопотоков в значительной степени сопоставимы с подобными показателями современных главных рек рифтовых впадин – Верхней Ангары, Муи, Баргузина, Турки, Иркута [10].

Палеогеография

Позднечетвертичные, казанцевская III и ермаковская II, террасы Муйско-Куандинской впадины имеют речной генезис, на что указывает диапазон параметров коэффициента вариации осадков (ν = 0.7–1.58), принадлежащий в основном полю стационарных водотоков с однонаправленным поступательным движением воды и ее сезонным уровневым колебанием (рис. 1). Ермаковский возраст формирования II террасы и, следовательно, холодных климатических условий подтверждается находками костных остатков *Coelodonta antiquitatis*, *Equus caballus*, *Equus hemionus*, *Mammuthus primigenius* [1].

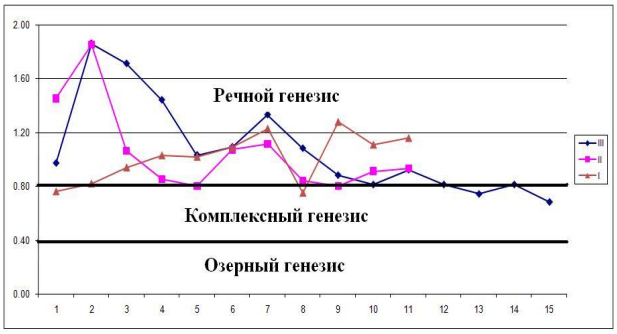


Рис. 1. Сопоставление значений коэффициента вариации осадков ν Муйско-Куандинской впадины. Примечание: здесь и далее римские цифры – номера надпойменных террас.

Строение I террасы двучленно: верхняя часть сложена горизонтально- и волнисто-слоистыми алевритистыми песками, в низах толщи присутствуют косослоистые крупно-среднезернистые пески с примесью псефитовых включений. Спорово-пыльцевой спектр из нижней толщи данной террасы (левый склон долины р. Муи в 4 км выше устья р. Мудирикан) характеризуется преобладанием пыльцы споровых растений – 45% (Polypodiaceae, Lycopodiaceae, *Sphagnum* sp., *Bryales* sp., *Botrychium* sp.), меньше древесно-кустарниковых пород –

30% (*Betula* sp., *Alnaster* sp.), трав – 25% (Gramineae, Compositae, Ranunculaceae). Приведенный палинокомплекс описывает довольно холодные климатические условия периода седиментации в сартане, подтверждением чему является наличие гидролакколитов в разрезе [7].

В песках из поздненеоплейстоценовых террас в Верхнеангарской впадине (рис. 2) обнаружены спикулы байкальских губок-эндемиков любомирскидов в угнетенном состоянии [8]. Эти находки свидетельствуют о том, что в этой впадине продолжали существовать остатки более древнего водоема, генетически связанного с Байкалом. Ввиду сокращения озер и становления речной системы, как основной среды осадконакопления, экологические условия проживания не благоприятствовали Lubomirskiidae, и они постепенно замещались губками общесибирского семейства речных губок-бодяг Spongillidae, доминирующими в голоцене.

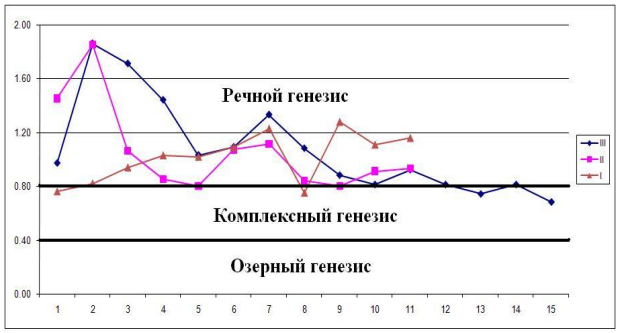


Рис. 2. Сопоставление значений коэффициента вариации v осадков Верхнеангарской впадины.

Поздненеоплейстоценовый седиментогенез низкого террасового комплекса Баргузинской впадины осуществлялся преимущественно за счет процессов и механизмов, протекающих в любых речных системах. Толщи сформированы материалом русловых и, как правило, венчающих разрезы, пойменных фаций перстративной фазы аллювиальной аккумуляции (рис. 3). В зависимости от тектоно-климатических особенностей территории русловые потоки претерпевали соответствующие изменения гидродинамического и энергетического режимов, нашедших отражение в неоднократных изменениях структуры осадков. Днище котловины было суходольным, спуск ингрессионных вод завершился, по всей видимости, к началу казанцевского времени, так как именно с этого отрезка широкое развитие во впадине получили отложения из иных парагенетических рядов континентальных осадочных образований [6].

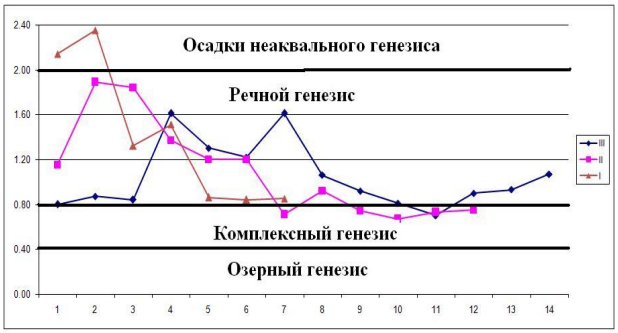


Рис. 3. Сопоставление значений коэффициента вариаций v осадков Баргузинской впадины.

Возраст формирования III надпойменной террасы в Баргузинской впадине следует принять как поздненеоплейстоценовый (казанцевское время). Аргументом служит ее пространственная связь с высокими террасовыми уровнями, наличие двух толщ в ее строении: нижней, образовавшейся в динамичной среде за счет достаточного количества свободной воды, и верхней, более спокойной при ограниченном поступлении воды, дефицит которой был обусловлен началом аридизации климата в ермаковскую эпоху. Кроме того, в пределах этой террасы у с. Элесун обнаружены костные остатки лошадей (*Equus* sp., *Equus caballus*), бизона (*Bison priscus*) и быка (*Bos* sp.), время обитания которых – начало позднего неоплейстоцена (определения Н.П. Калмыкова).

Время накопления отложений второй террасы этой же впадины – ермаковское, так как в некоторых разрезах встречены сингенетичные криотурбации, связанные с развитием многолетней мерзлоты и фиксирующие первое устойчивое похолодание после накопления казанцевского аллювия. В правом борту долины р. Жаргаланты в овраге,

прорезающем тело террасы, найдены фрагментные костные остатки зубра (*Bison priscus* cf. *occidentalis*), носорога (*Coelodonta* sp.) и овцебыка (*Ovibos* sp.), обитавшими в позднем неоплейстоцене (определения Н.П. Калмыкова).

Формирование нижней части III террасы в Усть-Баргузинской впадине происходило в динамичной аквальной среде при наличии сети палеопотоков полугорного типа. Рубеж неоплейстоцена – голоцена отразился в смене переходных обстановок седиментогенеза на ярко выраженный турбулентный режим горных рек. Венчающие разрез первой террасы пески образовались в слабоподвижных условиях при смене горного типа русел на полугорный.

Преимущественно лимнический характер носил процесс осадконакопления Налимовской впадины в позднем неоплейстоцене; котловина, по крайней мере, до тектонического внутривпадинного порога, заливалась водами и представляла собой Налимовский палеосор.

С конца среднего и до конца позднего неоплейстоцена в Котокельской впадине происходила реставрация преимущественно лимнической среды седиментации, так как в ее палеогидрологическом режиме не наблюдается резких отличий в ситуациях осадконакопления, свойственных III и II террасовым уровням.

Низкие надпойменные террасы Усть-Селенгинской впадины имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух литологически отличных толщ – нижней, песчано-грубообломочной аллювиального и верхней, алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения, что ранее было отмечено и другими исследователями [2, 9]. На основании выявленных особенностей протекания процессов седиментации на протяжении от каргинского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом, во впадине установлено наличие нескольких мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления осадков в которых была примерно равной (рис. 4). Реки, транспортировавшие осадочный материал, за это время также неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. В полном соответствии с вышеуказанным положением находится фациальная природа исследуемых отложений, принадлежащая двум основным макрофациям – речной (русловые и пойменные фации) и озерной (береговые и прибрежные фации).

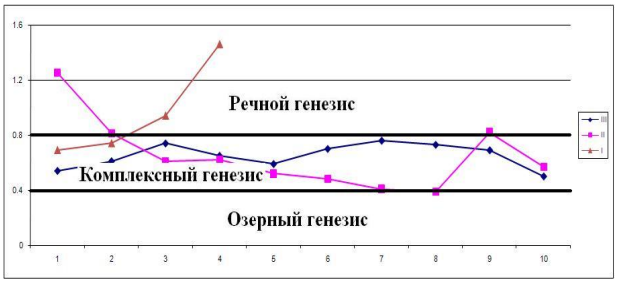


Рис. 4. Сопоставление значений коэффициента вариации v осадков Усть-Селенгинской впадины.

Заключение

Таким образом, происхождение низкого террасового комплекса (III-I уровни) межгорных впадин установлено как аллювиальное. Оно характеризовалось преобладанием речных условий седиментации – в разрезах преобладают русловые и перекрывающие их пойменные фации перстративной фазы аккумуляции, примерно равные нормальным мощностям аллювия. Но, в Усть-Селенгинской, Нижнетуркинской, Котокельской, Налимовской, Усть-Баргузинской, т.е. в тех отрицательных морфоструктурах, имеющих самые низкие гипсометрические уровни днищ на прямом контакте с оз. Байкал, в строении надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса. Одной из возможных причин их появления могли быть кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей ингрессией, не исключено, и внешнего, климатического характера, что указывает на одни и те же неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза [3, 4, 5].

Литература

1. *Зеленский Е.Е.* Кайнозойские отложения нижнего течения р. Муя // Вопросы геологии Бурятии. Труды отделения геологии БФ СО АН СССР, вып. 3 (11). – Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1971. – С. 53-60.
2. *Иметхенов А.Б.* Позднекайнозойские отложения побережья озера Байкал. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1987. 151 с.
3. *Коломиец В.Л.* Литологический анализ с целью корреляции песчаных толщ Нижнетуркинской впадины // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. – Улан–Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1991. – С. 43-57.
4. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Неоплейстоценовые отложения Налимовской впадины Юго-Восточного Прибайкалья и их палеогеографическая характеристика // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. – В 2-х томах. – Т. 1. – С. 167-170.
5. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Новые материалы об условиях неоплейстоценового осадконакопления в Усть-Баргузинской и Котокельской впадинах (Юго-Восточное Прибайкалье) // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Секция S-1. – М.: Российский государственный геологоразведочный университет им Серго Орджоникидзе, 10-13 апреля 2007 г. – С. 169-172.
6. *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Литостратиграфия квартера Баргузинской впадины (Байкальская Сибирь) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1-3 апреля 2009 г. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 69-73.
7. *Коломиец В.Л., Савинова В.В.* Литостратиграфия плейстоцена Муйско-Куандинской впадины (Северо-Восточное Прибайкалье) // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания, Москва, 1-3 апреля 2009 г. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 73-78.
8. *Мартинсон Г.Г.* Материалы к исследованию ископаемой микро- и спонгиофауны Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции, т. X. – М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – С. 425-455.
9. *Резанов И.Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья – Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
10. *Kolomiets V.L.* Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International, V. 179, 2008. pp. 58-63.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ПО ПРОФИЛЯМ ГСЗ НА ТЕРРИТОРИИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Колтышева Е.С.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия
(koltyshevaes@mail.ru)

Одним из этапов работы по составлению объёмной геолого-геофизической модели верхней части литосферы по северному сегменту, явились палеотектонические исследования. С этой целью построены графики коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений за период с Валдайского-Юдомского времени по верхний триас по следующим профилям: Красноленинский-Рубин-1, Сыктывкарский, Кварц, Агат-2, Купянск-Воркута. Геотраверсы ГСЗ выполнены Центром региональных геофизических исследований «Геон» в период с 1970 по 1989 гг. Диагональный геотраверс Купянск – Воркута, является северной частью единого геотраверса Чёрное море – Карское море (Глобус) [1]. В 80-е годы выполнены наблюдения по геотраверсам АГАТ-2, «Кварц», Рубин-1 [3]. Геотраверс Рубин-1 южнее параллели 60^0 пересекается с Красноленинским профилем ГСЗ, отработанного ОАО «Баженовская геофизическая экспедиция». В 2000-2003гг. Институтом геологии Коми научного центра выполнены наблюдения на относительно коротком профиле MEZTIMPECH (Сыктывкарский) [2].

Степень унаследованности тектонического развития рассчитана по по методике В.Б. Неймана [5] с использованием Палеотектонических карт СССР масштаба 1: 5000000 под ред. Т.Н. Спижарского. Карты составлены по 16 временным периодам с юрматинского времени по триас и содержат информацию об амплитудах нисходящих и восходящих движений в метрах за соответствующий геологический период [6]. По данным картам созданы числовые матрицы мощностей осадконакопления от раннего кембрия до позднего триаса в пределах 48-62 гр. в.д. и 60-70 гр. с.ш. с интервалом в 0.2 градуса, затем по ним вычислен коэффициент тектонической унаследованности ($К_у$). Для анализа графиков коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений полученные значения были разбиты на 4 градации: 0-25% – низкий, 25-50% – пониженный, 50-75% – средний и 75-100% – высокий $К_у$. Наиболее информативными являются области с низкими и пониженными значениями $К_у$, т.к. они отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий. В зонах повышенной тектонической активности происходят изменения ранее сформированного структурного плана последующими интенсивными структуроформирующими движениями, что может приводить к появлению новых тектонически экранированных ловушек и образованию новых залежей углеводородов [7]. В таких зонах степень тектонической унаследованности преимущественно понижена [4].

Исследование графиков $К_у$ по указанным профилям ГСЗ показало, что особенность распределения степени унаследованности вертикальных тектонических движений имеет сложный характер и отражает основные элементы тектоники Тимано-Печорского региона.

Агат-2: высокая (до 100%) степень тектонической унаследованности наблюдается в западной части разреза, в пределах Тимано-Ижма-Печорского мегаблока. Здесь же присутствуют и низкие значения $К_у$ (менее 25%) – в центральных частях Канино-Тиманской гряды и Ижма-Печорской впадины. Низкий $К_у$ преимущественно наблюдается на границе Ижма-Печорской впадины с Печоро-Колвинской рифтовой зоной, в Денисовском блоке и на границе

Денисовского и Колвинского блоков. Также низкие значения $К_у$ отмечаются в пределах Хорейверской впадины и далее в Косью-Роговском блоке Предуральского краевого прогиба. В целом, для Восточно-Печорского мегаблока характерны средние значения $К_у$.

Кварц: Здесь характерны, в основном, средние и повышенные значения $К_у$. Низкая степень тектонической унаследованности наблюдается в некоторых структурах Канино-Тиманской гряды, Ижма-Печорской впадины, а также на границе Ижма-Печорской впадины с Омра-Лузской седловиной и на границе Предуральского краевого прогиба с Западно-Уральской складчатой зоной.

Сыктывкарский: Коэффициент унаследованности, в основном, средний. Значительное понижение $К_у$ отмечается в пределах Сысольского поднятия, центральной части Вычегодского прогиба, в восточной частях Предтиманского прогиба и Тиманского поднятия, а также на границе Предуральского краевого прогиба с Западно-Уральской зоной складчатости, как и на профиле Кварц.

Красноленинский+Рубин-1: В целом, $К_у$ выше среднего, за исключением значительного понижения в пределах Сысольского поднятия. Также низкая степень тектонической унаследованности отмечается на границе Коми-Пермяцкого свода с Предуральским краевым прогибом.

Купянск-Воркута: Западная часть разреза отличается преимущественно пониженным $К_у$: в северной части Сысольского свода, на границе Мезенской синеклизы с Ижма-Печорской впадиной и в западной части Ижма-Печорской впадины. Далее повышенные и пониженные значения $К_у$ чередуются.

Надо отметить низкую степень унаследованности на границе Хорейверской впадины и поднятия Чернышева Предуральского краевого прогиба.

Литература

1. Глубинное строение восточной части Русской платформы (вдоль профиля ГСЗ Купянск-Воркута) под ред. Лучитского И.В. // М.: Наука, 1977, 124 с.
2. *В.С. Дружинин, С.В. Автонеев, Л.Н. Шармачова, Л.В. Турыгин.* Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ. // Советская геология, 1990, № 9, С.79-82.
3. *А.В. Егоркин.* Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам. // В кн. Глубинное строение территории СССР. М. Наука, 1991. С. 118-135.
4. *Е.С. Колтышева.* Сопоставление тектонической унаследованности и нефтегазоносности в пределах Тимано-Печорского и Волго-Уральского регионов. Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. // Материалы Международной конференции, посвященной 50-летию Института геофизики УрО РАН. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2008, с.107-109.
5. *В.Б. Нейман.* Теория и методика палеотектонического анализа. // М.: Недра, 1984. 80 с., ил.
6. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. Науч. ред. Т.Н. Спижарский. // Л.: ВСЕГЕИ, 1974. 1977. 1982.
7. *Н.И. Тимонин.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. // Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

КОМПЛЕКСНОЕ ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Копаевич Л.Ф.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (lfkopaevich@mail.ru)

Введение

Детальные зональные схемы, составленные по различным группам фауны, позволяют перейти к сопоставлению отложений конкретного осадочного бассейна со смежными, а подчас и весьма удаленными регионами и здесь важно учитывать палеогеографический аспект. Моря, занимавшие в меловом периоде огромные пространства от Атлантического океана до обширных областей Закаспия, были связаны между собой и в них обитали одни и те же организмы. Однако каждый осадочный бассейн обладал своими особенностями, которые в отдельные интервалы времени могли быть весьма ощутимыми. На современном уровне проработки материалов по верхнему отделу меловой системы целесообразно отказаться от одной зональной шкалы в МСШ и включить в нее зональные шкалы Европейской (Бореальной) и Средиземноморской (Тетической) областей [1]. В существующих зональных схемах ВЕП для различных интервалов позднего мела зональное деление осуществлялось на основе различных групп макро- и микроорганизмов. Для сеномана зоны выделялись по аммонитам, для турона, коньяка и нижнего сантона по иноцерамам, для верхнего сантона, кампана и маастрихта по белемнитам. Большое значение имеют различные группы микрофоссилий, среди которых все большую роль приобретают радиолярии.

При составлении зональных схем необходимо оценить стратиграфический потенциал каждой группы по двум пунктам: (1) значение группы для расчленения разрезов конкретного региона и (2) ее пространственное распространение. Эти два пункта уже содержат палеогеографический аспект

При палеогеографических реконструкциях необычайно важным является всесторонняя характеристика литостратонов, так как они содержат большой объем палеогеографической информации.

В позднемеловой истории развития ВЕП существовало несколько кратковременных геологических интервалов, в течение которых происходило существенная перестройка палеогеографических обстановок. К их числу относят пограничный сеноман-раннетуронский интервал, ранний кампан и поздний маастрихт [2, 3].

Граница сеномана и турона.

Сложная палеогеографическая ситуация, существовавшая на территории ВЕП в сеноманском веке, способствовала возникновению существенных различий в распределении макро- и микрофоссилий. Так сеноманские разрезы ВЕП и территории Закаспия представлены песчано-глинистыми отложениями, в отличие от Крымско-Кавказского региона, где это преимущественно планктоногенные карбонаты. Для ВЕП и Закаспийских территорий характерны комплексы бентосных фораминифер, для Крымско-Кавказского региона это планктонные формы. В тоже время для пограничного сеноман-туронского интервала сходство комплексов фораминифер очень велико. Они характеризуются преобладанием видов-космополитов, легко переносящих стрессовые обстановки. Это связано с присутствием обстановок дефицита кислорода в придонных обстановках (OAE 2), которые охватили не только пространства Перитетических окраин, но и супер мелководных эпиконтинентальных бассейнов ВЕП. Это выразилось в практически полном отсутствии бентосных

организмов, накоплении битуминозных прослоев и специфических геохимических характеристиках.

Выделяемая в пограничном сеноман-туронском интервале зона Whiteinella archaeocretacea является прекрасным репером для корреляции мелководных терригенных отложений ВЕП и Туранской плиты с существенно более глубоководными разрезами Причерноморской впадины и Крымско-Кавказского региона, а также с разрезами Западной Европы [1, 3, 4, 5].

Зональное расчленение по разным группам организмов на территории ВЕП имеет наибольшее сходство с южным обрамлением на протяжении последующего туронского и коньякского интервалов. Совершенно аналогичной является последовательность иноцерамид для турон-коньякских отложений Польши, Богемии, Северной Германии и Внутреннего бассейне США с одной стороны и ВЕП, Крымско-Кавказского региона и Мангышлака с другой. Выделяемый в этом интервале комплекс планктонных фораминифер (Marginotruncana coronata – renzi) прослеживаются практически на всей изучаемой территории. В разрезе скважины 26 Соболевское (Воронежская антеклиза) встречены турон-коньяксие радиолярии зоны Alievium superbum, имеющей субглобальное распространение. Особенности этого этапа объясняются развитием широкой эвстатической трансгрессии, которая проникала севернее Брянска, Курска и Воронежа [3, 6]. Этот начавшийся в среднем туроне трансгрессивный эпизод способствовал широкому развитию карбонатного типа осадконакопления, благоприятным обстановкам для расселения бентосных организмов, а также для проникновения планктонных фораминифер из южных акваторий в центральные части ВЕП.

Ранний кампан

Одним из наиболее сложных этапов в палеогеографической обстановке на ВЕП являлся приграничный сантон-кампанский интервал. Для этого времени характерно разнообразие седиментационных обстановок, а также резкое различие в составе органических остатков. Резкая смена типа осадконакопления наблюдается в пределах Ульяновско-Саратовского Поволжья. Здесь сформировался меридионально вытянутый вдоль Волги пояс терригенно-кремнистых пород, содержащий явно бореальные комплексы макро- и микроорганизмов [2,3,7]. Следует отметить, что территория Ульяновско-Саратовского Поволжья и ее южное продолжение выделяется как особый участок на протяжении всего кампана. Так разрез верхнекампанской секвенции здесь завершается выдержанной территориально пачкой темно-серых глин или глинистых мергелей. В тоже время в пределах Прикаспийской впадины карбонатный тип осадконакопления сохраняется, но присутствие бореальных элементов среди макро и микро ассоциаций весьма ощутимо. Особенно это касается двустворок и белемнитов. Ассоциации бентосных фораминифер явно более тепловодные, чем в Ульяновско-Саратовском Поволжье, однако в восточном направлении усиливается бореальное влияние. Мангышлак по типу осадконакопления близок к разрезам Прикаспийской впадины, в то же время в породах терминального сантона присутствуют остатки тепловодных морских лилий Uintacrinus и Marsupites, а остатки бореальных птерий (двустворчатые моллюски) отсутствуют. Особенности седиментации, состав макро- и микрофоссилий, высокое содержание раковин диатомовых водорослей, а также данные рентгено-дифрактометрического, изотопного анализов указывают на условия существенного опреснения в бассейне Ульяновско-Саратовского Поволжья. Причину его можно объяснить проникновением низко соленых арктических вод, которые поступали сюда через Приуральский пролив. Активизация бореального влияния подтверждается проникновением холоднолюбивых «птерий» далеко на юг. Об этом процессе свидетельствуют также радиоляриевые комплексы, указывающие на существенное влияние арктических водных масс [9].

Зональные комплексы фораминифер характеризуются здесь явным преобладанием бентосных таксонов с агглютинирующей раковиной, имеющими значительное сходство с комплексами Западно-Сибирского региона. Планктонные форминиферы редки и представлены видами-космополитами.

Сложная палеогеографическая ситуация делает затруднительным корреляцию различных осадочных бассейнов, помощь могут оказать некоторые таксоны бентосных фораминифер, которые имеют широкое пространственное распространение и относительно узкий стратиграфический диапазон [10].

Терминальный маастрихт

Весьма заметную роль в палеогеографических построениях играет проникновение тетических вод на территорию ВЕП в терминальном маастрихте, которое получило название elegans-трансгрессии. Связанное с этим эпизодом потепление характерно для большинства маастрихтских разрезов и фиксируется не только на основании анализа комплексов макро- и микрофоссилий, но и по изотопным характеристикам в самых различных регионах мира. Следует отметить преобладание карбонатных фаций на всей описываемой территории. Выделяемые в опорных разрезах Поволжья зональные подразделения на основе распределения фауны белемнитов, бентосных фораминифер, а также проникавших вместе с южной трансгрессией тетических планктонных фораминифер позволяет осуществлять уверенную корреляцию с Западно-Европейскими разрезами и с зональными подразделениями Крымско-Кавказского региона [11]. Разрезы Прикаспийской впадины и Мангышлака, где терминальный маастрихт выражен фацией писчего мела, также несут на себе следы трансгрессивного влияния [12].

Выводы.

1. На территории ВЕП в позднем мелу существовал мелководно-морской бассейн, который находился под влиянием тетических и бореальных водных масс.
2. Связь с бореальными бассейнами могла осуществляться через Палеоуральские проливы, а также через центральную часть Московского бассейна, где впоследствии позднемеловые осадки были эродированы.
3. На рубеже сеномана и турона в бассейнах ВЕП существовали придонные обстановки дефицита кислорода, что отражено в прослеживании аналогичного с Крымско-Кавказским зональным комплексом планктонных фораминифер.
4. Трудности в корреляции кампанских отложений ВЕП и ее южного обрамления связаны со значительными различиями в глубинах и температурах этих бассейнов. Необходимо более активно использовать комплексы радиолярий и диатомей, остатки которых весьма обильны и разнообразны, а корреляционный потенциал высок.
5. Сходство зональных подразделений отдельных бассейнов на территории ВЕП связано с эпизодами трансгрессий и наименьшего разнообразия водных масс, что хорошо иллюстрируется позднемаастрихтской elegans-трансгрессией.

Литература

1. *Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф.* Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М., изд. МГУ. 1994. 136 с.
2. Baraboshkin E.Yu., Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys// Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. Vol. 196. P. 177–208.
3. *Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю* и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2005. Т. 80, вып. 4. С. 30–44.
4. *Kopaevich L., Kuzmicheva T.* The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: foraminifera and palaeogeographic implications. In: WAGREICH, M. (Editor), Proceedings of the 6th International Cretaceous Symposium, 2000: Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography. Österreichische Akademie der Wissenschaften,

Schriftenreihe der Erdwissenschaften, 2002. 15: 129-149.

5. *Копаевич Л.Ф.* Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнего мела Восточно-Европейской платформы и Мангышлака. Материалы пятого Всероссийского совещания (23-28 августа. 2010г., г. Ульяновск). Под ред. Е.Ю.Барабошкина, И.В. Благовещенского Ульяновск, УлГУ. 2010. С. 196-199.
6. *Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Olferiev A.G.* Inoceramid/foramimiferal succession of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Briansk Region (Central European Russia) // Acta Geol. Pol. 2004. Vol. 54, N 4. P. 597–609.
7. *Олферьев А.Г., Копаевич Л.Ф., Валащик И.* и др. Новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянский район) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2005. № 4. С. 3–16.
8. *Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С.* Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в позднем мелу на основе анализа комплексов микроорганизмов (фораминиферы и радиолярии). В сборнике: «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». 2008. С. 107-109.
9. *Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F.* Campanian cooling time and Microorganisms Evolution (Radiolarians and Planktonic Foraminifers). 7th Micropalaeontological Workshop MIKRO-2009 Św. Katarzyna, 28-30 September 2009. P. 31-32.
10. *Копаевич Л.Ф.* Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнего мела Восточно-Европейской платформы и Мангышлака. Материалы пятого Всероссийского совещания (23-28 августа. 2010г., г. Ульяновск). Под ред. Е.Ю.Барабошкина, И.В. Благовещенского Ульяновск, УлГУ. 2010. С. 196-199.
11. *Kopaevich L.F., Beniamovskii V.N.* Foraminiferal distribution across the Maastrichtian/Danian boundary of Mangyshlak peninsula (West Kazakhstan) // Bulletin de lInstitut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre. 1999. Vol. 69. Supplement. P. 129–145.
12. *Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olferiev A.G.* Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bulletin de lInstitut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre. 1999. Vol. 69. Supplement. P. 15–45.
13. *Beniamovskii V.N. & Kopaevich L.F.* Late Santonian-Maastrichtian paleobiogeography of the Peri-Tethyan basins of Europe. Jozef Michalik, Ed. Tethyan/Boreal Cretaceous correlation Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Cenral and Eastern Europe. Publishing House of the Slovak Akad. of Sciences. 2002. P.173-186.

ПРОБЛЕМА МОНОЛИТНОСТИ ЕВРАЗИЙСКОЙ ПЛИТЫ В КАЙНОЗОЕ (В СВЕТЕ ДАННЫХ ОБ ЭВОЛЮЦИИ И ДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПРЕССИОННЫХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ)

Копп М.Л.

Учреждение Российской Академии наук Геологический институт РАН
(kopp@ginras.ru)

Введение

Связь кайнозойских деформаций платформ Северо-Западной Евразии с альпийской коллизией плит ныне общепризнана [2, 4-5, 9, 10, 13-15, 19-20, и мн. др.]. Однако многие связанные с этим вопросы до сих пор остаются нерешенными.

Прежде всего неясно, как взаимодействовали соседние области динамического влияния коллидировавших с Евразией в разное время гондванских плит-инденторов – так называемые Периапулийская, Периаравийская и Перииндийская «коллизионные области». Все они представляют собой самостоятельно развивавшиеся системы со своим стилем и возрастом внутриплитных деформаций. Каковы специфические признаки этих областей и как проходят их границы? Где расположена, например, северная граница Периаравийской области? Еще один вопрос: можно ли связывать с направленным к северу (т.е. субмеридиональным) коллизионным давлением новейший Урал, который ориентирован поперек Альпийского пояса и при этом возник при ортогональном общему коллизионному – субширотном – сжатии?

Далее, фиксируемая рядом авторов огромная площадь деформаций, почти достигающая северного края Евразийской литосферной плиты, предполагает какое-то взаимодействие коллизионных и спрединговых процессов.

Наконец, как согласуются со всем этим трансконтинентальные сдвиги, также развивавшиеся в кайнозое и пересекавшие всю Евразию? Один из таких сдвигов, правый – вдоль линии Торнквиста – уже рассматривался рядом исследователей (ссылки см. в [3]). Как будет показано ниже, можно предполагать наличие симметричного ему трансконтинентального сдвига (но только левого) вдоль Урала.

Данные о таких сдвигах сами по себе указываают на некоторую раздробленность Евразийской плиты в кайнозое, а в последние годы появились и прямо свидетельствующие о том же результаты палеомагнитных определений [18] в третичных базальтах Монголии

Анализ данных об эволюции и генезисе внутриплитных деформаций

Здесь эти вопросы рассматриваются с точки зрения возраста и динамики кайнозойских внутриплитных деформаций в разных частях Северо-Западной Евразии (Западная Европа; Восточная Европа; Урал вместе с Западной Сибирью).

Как известно, в **Западной-Центральной Европе** чехол авлакогенов смялся в маастрихте-начале эоцена (ларамийская эпоха), одновременно с коллизией плит в Альпах, Динаридах и Понте [20, и др.]. В начале эоцена сжатие и складкообразование сменились сдвигом и рифтогенезом в области Рейнского грабена и Северного моря. Олигоцен в деформациях уже не участвует.

Мы не знаем, согласуются ли эти ларамийские внутриплитные деформации сжатия и растяжения со спредингом в Северной Атлантике–Арктике, однако нельзя не заметить, что, во-первых, они распространились далеко к северу и, во-вторых, как раз тогда произошла известная перестройка кинематики плит: спрединг из Северной Атлантики катастрофически быстро распространился в Арктику, где возник хребет Гаккеля.

Совсем иначе развивались в кайнозое платформы **Восточной Европы**. Раннеальпийское ларамийское сжатие и здесь затронуло чехол авлакогенов, но оно

было умеренным и проявилось только на самом юго-западе (Североазовский и Днепровско-Донецкий авлакогены) [8, 14; см. там же ссылки]. Поскольку Большой Кавказ в ларамийскую эпоху еще не существовал (здесь продолжало разиваться окраинное море), некоторое коллизионное давление на Восточно-Европейский кратон тогда могло исходить только от Понта.

Основное же смятие авлакогенов на Русской и Скифской платформенных плитах произошло гораздо позже: после эоцена, а скорее – олигоцена, т.е. уже в позднеальпийскую эпоху (здесь – ранний миоцен-квартер) [4]. Такая датировка полностью синхронна времени откола от Африки Аравийской плиты и ее дрейфа к северу. При этом периодичность позднеальпийских орогенических фаз, надежно установленная по угловым несогласиям в детально разбуренных свитах кайнозоя южной части этой платформенной территории (Скифская плита и Прикаспий) [4, 8, 14; см. там же ссылки], синхронна с таковой на Кавказе и Аравийской платформе, а также с периодичностью фаз раскрытия Красного моря (ссылки см. в [2, 4]). Для более северной ее части (Саратовские, Жигулевские и Сурско-Мокшинские дислокации) столь точных данных о дробных фазах нет, но и тут очевиден постэоценовый возраст главной позднекайнозойской деформации [1, 12, 17] (хотя и здесь отмечают некоторый конседиментационный рост складок в маастрихте-палеоцене [17, 19]).

Все сказанное позволяет уверенно отнести южную половину Восточно-Европейской платформы (в кайнозое) к Периаравийской коллизионной области. О том же свидетельствуют общая для внутрикратонных новейших структур и Кавказа ориентация напряжений (субмеридиональное, до ССВ-ного, сжатие и, соответственно, субширотное простирание складок и надвигов), а также сходство структурного рисунка (преобладание правых сдвигов на западе и левых – на востоке) [2, 4].

Подобный стиль структуры и деформационной обстановки уверенно прослеживается на север до широты Жигулевских дислокаций. Севернее же них отмечается резкий разворот осей новейших напряжений почти на 90^0, и здесь появляются (также молодые – постэоценовые) структуры сжатия СВ-ССВ-ного простирания (Борлинский и Корсунский валы, Карлинские дислокации), а на широтном отрезке Волги между Нижним Новгородом и Казанью отмечается, по мезотектоническим данным, почти поперечное к нему растяжение ЮВ-СЗ [7]. Появление структур подобного, необычного для более южной территории простирания, скорее всего маркирует общее затухание к северу Периаравийской коллизионной области, где по определению следует ожидать появления характерных для условий сплошной среды компенсационных деформаций обратного знака, частично нивелирующих эффект коллизионного скучивания на периферии области индентации [2, 4].

Верхний предел возраста развитых дальше к северу послераннемеловых компрессионных дислокаций – Среднерусских и Вятских – не ясен. Учитывая все ту же, СВ-ССВ-ную, ориентировку, их также можно связывать с вышерассмотреными компенсационными напряжениями, однако следует проверять и возможность давления с востока новейшего Урала (см. ниже), либо иных причин.

Сам **Уральский новейший ороген** формировался длительно. В позднеальпийскую эпоху он подвергался интенсивному сжатию вместе с Восточной Европой: здесь формировались параллельные ему плиоцен-четвертичные складки, а на бортах – даже надвиги.

Однако начал расти Урал, судя по всему, гораздо раньше. По данным о минералогическом составе тяжелой фракции в песках палеогена Зауралья, сносившиеся несомненно с Урала обломки неустойчивых минералов типа эпидота и цоизита снова (после длительной паузы в палеоцене-раннем эоцене) в массовом количестве попали в разрез уже на уровне верхнего эоцена-раннего олигоцена (ссылки см. в [5]). Это древнее поднятие имело

линейную форму и, по данным палеогеоморфологов, было расчленено на продольные гряды и долины. Для того же времени (ранний олигоцен) отмечают сжатие в прогибах Зауралья [11, и др.].

Можно видеть, что возникновение и конденудационный рост новейшего Урала в олигоцене по времени совпадают с началом «жесткой» континентальной коллизии в Гималаях. Соответственно, тогдашний Урал и сопровождающие его складчато-надвиговые структуры принадлежали к периферии Перииндийской коллизионной области. Однако, как отмечено выше, начиная где-то с конца раннего миоцена вся эта территория испытывала давление уже одновременно с двух сторон – от зон влияния Аравии и Индии.

Субширотная ориентация сжимающих напряжений в зоне новейшего Урала легко объяснима одновременным воздействием двух факторов: встречного давления двух соседних плит-инденторов, в условиях недостатка пространства между ними, и экранирующим для давления с ЮВ воздействием древней структурной неоднородности – меридионально-ориентированного восточного края Восточно-Европейского кратона [5]. В обстановке субширотного сжатия происходил некоторый поддвиг более тонкой литосферы Западной Сибири под Восточно-Европейский кратон [6, 10]. Длительное сжатие Урала было осложнено сдвиганием, и это позволяет представить новейший Урал (вместе с Тиманом) как зону рассредоточенного левого сдвига, пересекающего Евразийскую плиту [3, 5-6].

Обсуждение результатов и попытка кинематической реконструкции

Итак, на северной периферии зоны коллизионного давления каждой из гондванских плит-инденторов в разные эпохи кайнозоя возникали одновременные с ее внедрением в Евразию компрессионные внутриплитные деформации. При этом те или иные крупные перестройки в зоне коллизии на юге совпадали с таковыми в зоне спрединга на севере; наконец, Евразийская плита по крайней мере в двух местах пересечена трансконтинентальными сдвигами. Все эти данные позволяют считать, что единая в первом приближении плита на самом деле была фрагментирована на несколько крупных субплит, с неодинаковой скоростью и в разное время отодвигавшихся от зоны спрединга. Представляется наиболее вероятным следующий кинематический сценарий для севера кайнозойской Евразии (см. рис.).

В результате **палеоценовой** коллизии в Альпах-Динаридах вся западноевропейская часть Евразийской плиты и прилегающая часть зоны спрединга оказались сильно сжатыми и заблокированными для движения масс к югу. Зато свободное пространство сохранялось к востоку от этой зоны коллизии – на Кавказе, Иране и в будущих Гималаях, где на большей оставшейся части Тетиса литосфера еще могла субдуцировать под Евразию. Это позволило зоне спрединга быстро разрастись на восток, в Арктику. В результате Восточная Европа и Сибирь смогли ускорить совместное движение к югу, оторвавшись от сдерживаемой на юге Западной-Центральной Европы по правому сдвигу вдоль линии Торнквиста.

Произошедшая в **эоцене-раннем олигоцене** коллизия Индии и Евразии резко изменила ситуацию. Помимо Западной Европы, теперь оказалась заблокированной для движения к югу еще и Азия. Некоторое свободное пространство сохранлось только в районе Тавра и Загроса, где вплоть до конца олигоцена доживал субдуцировавший к северу реликт Тетиса. Именно наличие этого пространства и послужило причиной отделения Восточно-Европейской субплиты от Сибири по новообразованному левому сдвигу вдоль Урала. На западе, возможно, продолжалось некоторое, но более слабое правосдвиговое смещение вдоль линии Торнквиста.

Наконец, в **неогене** было остановлено независимое движение и этой, уже последней – Восточно-Европейской, субплиты, что было вызвано Аравийско-Евразийской коллизией. Теперь уже вся платформеная Северо-Западная Евразия находится в обстановке всеобщего сжатия и некоторого воздымания. Усилившись к

плиоцену, последнее, возможно, вызвало горно-материковое оледенение в Скандинавии и Северной Сибири.

Выводы

1) Кайнозойское внутриплитное сжатие Северо-Западной Евразии происходило разновременно в разных ее частях, но при этом в строгом соответствии с началом коллизии с Евразийской плитой ближайшего фрагмента Гондваны: Апулии (конец мела – палеоцен), Индостана (эоцен-ранний олигоцен) и Аравии (ранний миоцен). Кроме того, совпадение во времени эпох коллизии (и связанных с ними внутриплитных деформаций) с крупными революциями в строении зоны спрединга на севере указывают на связь между этими событиями.

2) Можно предполагать, что широко распространявшееся к северу сжатие литосферы напротив коллидировавших в разное время с Евразией гондванских континентов захватывало и прилегающие части океана, частично блокируя спрединг и

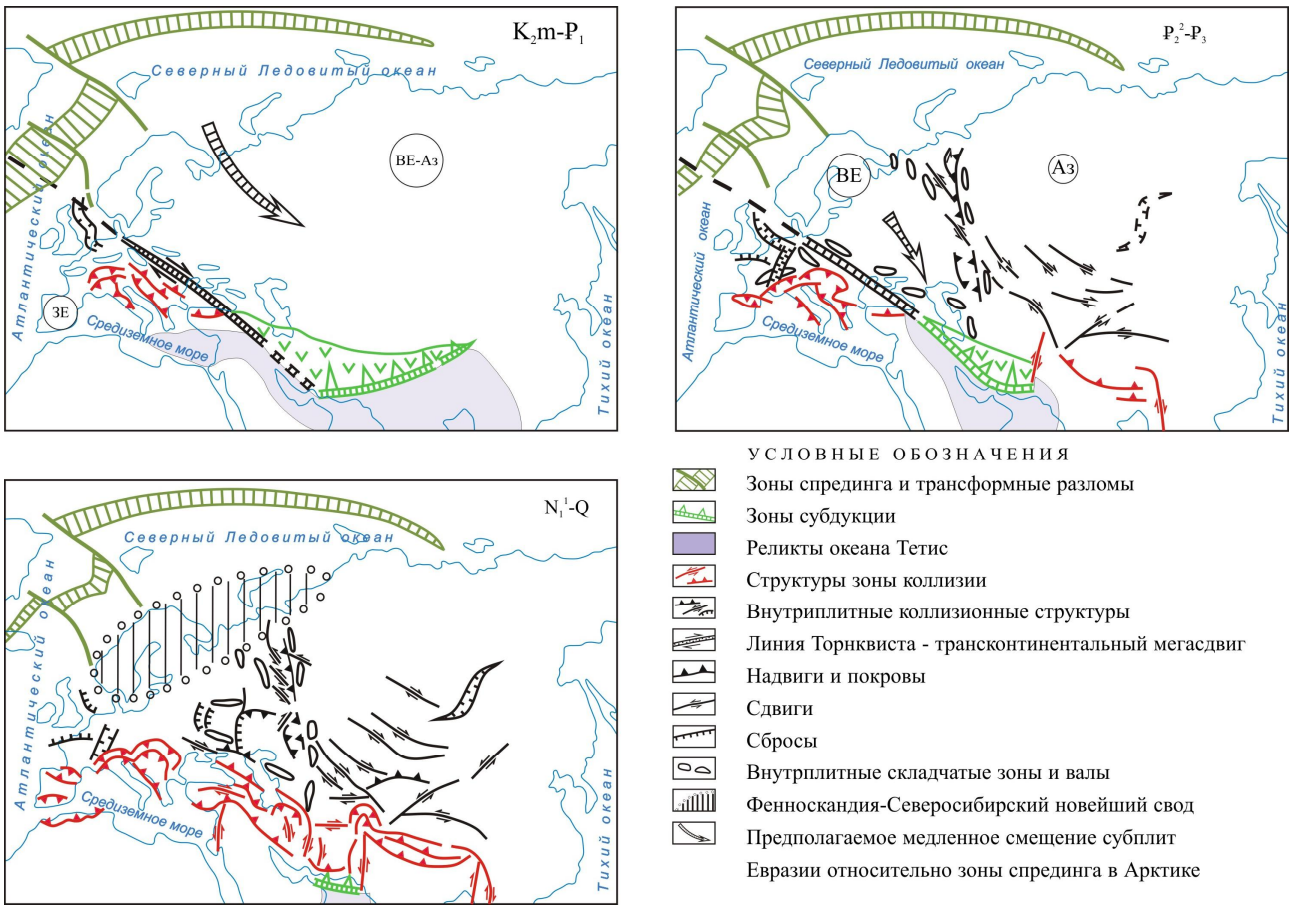


Рис. 1. Развитие кайнозойской внутриплитной структуры Северо-Западной Евразии

способствуя тем самым сегментации и разрастанию его зоны в более свободном направлении.

3) Представление о монолитности Евразийской плиты в кайнозое справедливо лишь в самом первом приближении. На деле же она представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит, с несколько неодинаковой скоростью отодвигавшихся от оси спрединга. При этом наибольшее ускорение в своем движении к югу получали те фрагменты Евразии, которые не были блокированы альпийскими коллизиями.

4) Заключительный вывод: разные тектонические процессы, происходившие на противоположных сторонах Евразийской плиты, каждый по своему, способствовали ее внутренней деформации и даже некоторой фрагментации. При этом они протекали согласованно, и, соответственно, в каждой точке внутри плиты одновременно

действовали силы, исходящие из разных источников.

Таким образом, выводы доклада показывают некоторую кинематическую неоднородность Евразийской литосферной плиты (в кайнозое) и тем самым подтверждают не раз отмеченную в трудах В.Е. Хаина неполную универсальность известного постулата плейт-тектоники (в ее классическом варианте) об идеальной монолитности литосферных плит и необходимость его увязки с конкретным геологическим материалом.

Исследование поддержано Программой № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Коноваленко С.С., Ткаченко И.С.* Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации// Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1979. С.74-77 (Тр. ИГиРГИ; Вып.24.).
2. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып.506).
3. *Копп М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М., Наука. 1999. С. 84-107.
4. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
5. *Копп М.Л.* Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника, 2005, № 5. С. 36-61.
6. *Копп М.Л.* Лозьвинские дислокации Северного Зауралья как результат неотектоническогоподдвига коры Западно-Сибирской платформы под Урал // Доклады РАН. Т. 417. 2007. № 6. С. 1020-1023.
7. *Копп М. Л.* Форма в плане денудационных уступов Русской равнины как индикатор региональных неотектонических напряжений // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы ВЕП. Мат-лы конф. Воронеж: ВГУ. 2010. Т. I.. С. 343-346.
8. *Копп М.Л. Корчемагин В.А., Колесниченко А.А.* Альпийские деформации Донбасса: периодичность, характер напряжений и их вероятные источники // Геотектоника 2010, № 5. С. 41-60.
9. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника 2001. № 1. С. 36-59.
10. *Лёвин Ф.Д., Фомин В.И.* Происхождение современных Уральских гор (на примере Среднего и Южного Урала) // Отечественная геология. М., 2001. № 3. С. 31-40.
11. *Лидер В.А.* О соотношении мезозойских и современных структур на восточном склоне Северного Урала // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области. Уфа: Изд-во Башкирского филиала АН СССР. 1960. С. 301-306.
12. *Лобов В.А., Кавеев И.Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань, 1975. с. 27-33.
13. *Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия, 1996, № 3, сп. вып, С. 53-60.
14. *Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука. 2006. 206 с.
15. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983, 280 с.
16. *Стовба С.Н., Стифенсон Р.А.* Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепрово-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. Журнал. 2000. Т. 22, вып. 4. С. 37-61.
17. *Хохлов П.С.* Тектоника и история развития Керенско-Чембарских и Сурско-

Мокшинских дислокаций. М.: Гостоптехиздат 1955. 250 с.

18. *F. Hankard, J.-P. Cognjer, V. Kravchinsky et al.* New Tertiary paleomagnetic poles from Mongolia and Siberia: Implications on rigid or non-rigid Eurasian plate // European Geosciences Union 2005. Geoph. Res. Abst, Vol. 7, 07788, 2005. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-07788
19. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A.* Santonian to Paleocene Tectonics of the East European craton and adjacent areas // Bull. de L'Institut Royal des Sciences Naturelles. Sci. de la Terra, 69-Supp. A:, 1999. P.147-159.
20. *Ziegler P.A.* Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine forland - a geodynamic model. Tectonophysics, 1987, v. 137, p. 389-420.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ ТЕРМАЛЬНОЙ МОЩНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Коптев А.И., Ершов А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(koptev06@mail.ru)

Введение

Под литосферой понимается внешняя, относительно более прочная оболочка твердой Земли, расположенная над менее вязкой и более пластичной астеносферой. Данный термин был впервые предложен американским геологом Дж. Барреллом в 1914 г. [8,9,10] Положение подошвы литосферы определяется по изменению механического поведения среды: нижняя граница литосферы маркирует переход от относительной твердой и прочной внешней оболочки Земли (литосферы) к астеносфере, характеризующейся большей степенью пластичности вследствие того, что в ней вещество находится в частично расплавленном состоянии. Таким образом, граница литосфера-астеносфера носит *реологический* характер.

Однако, на практике изменения реологических свойств мантии не доступны непосредственному определению, поэтому чаще всего подошва литосферы фиксируется по изменению в скоростях прохождения сейсмических волн (в этом случае используется термин «*сейсмическая* литосфера»). При количественных расчетах для приблизительного определения положения нижней границы литосферы часто полагают, что она проходит по некой заданной геотерме (обычно со значением около 1300°С, близким к солидусу мантийных пород). В таких случаях говорят о «*термальной* литосфере» и *термальной мощности* литосферы.

В настоящее время опубликованы фактические данные, позволяющие выполнить полноценную количественную оценку термальной мощности литосферы Земли в глобальном масштабе. В качестве таких данных в настоящей работе были использованы: топография (цифровая модель рельефа ETOPO5 [21]), структурно-вещественный состав земной коры (по данным модели CRUST 2.0 [11,19]), гравитационные аномалии (гравитационная модель EGM96 [17]), возраст океанического дна [20], распределение среднегодовых температур на поверхности Земли [16,18].

Методика расчета

Термальная мощность литосферы в каждой точке земной поверхности определялась в данной работе как разница между глубиной расчетной изотермы 1300°С и абсолютной отметкой рельефа. Расчет выполнялся на сетке с размером ячейки 0,5°x0,5°; границы ячеек были ориентированы вдоль параллелей и меридианов.

Положение изотермы определялось из модели термального состояния литосферы. Расчет распределения температур с глубиной для океанической и континентальной литосферы производился различным образом.

Распределение температур $T(z)$ с глубиной (z) в континентальной литосфере принималось стационарным и рассчитывалось как

$$T(z) = T_0 + \int_{z_0}^{z} \frac{q(V)}{k(V)} dV, \quad (1)$$

где T_0 - температура на поверхности Земли (распределение по расчетной сетке бралось по данным [16,18]), z_0 - абсолютная отметка рельефа (значения для расчетов брались по данным [21]), $k(z)$ - коэффициент теплопроводности, рассчитывавшийся в зависимости от температуры согласно моделям [13,14], $q(z)$ - тепловой поток, определявшийся из поверхностного теплового потока и объемной теплогенерации пород литосферы.

В океанической литосфере распределение температур рассчитывалось в зависимости от ее возраста в рамках модели остывающего полупространства [1] по формуле

$$\frac{T(z)-T_0}{T_m-T_0}=erf\left(\frac{z-z_0}{2\sqrt{c\cdot t}}\right), \quad (2)$$

где T_m - температура подлитосферной мантии (принималась равной 1444°С), c - коэффициент температуропроводности (принят – 10^{-6} м^2/с) [22], erf – функция ошибок, t - возраст литосферы. Возраст океанического дна был взят по данным [20].

Для корректировки термальной модели использовалась модель локальной изостатической компенсации, предполагающая, что веса любых двух вертикальных колонок литосферы от поверхности до глубины изостатической компенсации должны быть равны:

$$\int_{z_0(x_1,y_1)}^{z_I} r(x_1,y_1,z)dz=\int_{z_0(x_2,y_2)}^{z_I} r(x_2,y_2,z)dz, \quad (3)$$

где $z_0(x,y)$ - абсолютная отметка рельефа в точке с координатами (x,y), z_I - уровень изостатической компенсации, $r(x,y,z)$ - плотность слагающих литосферу пород в точке с координатами (x,y,z).

Введение поправки за счет локальной изостазии заключалось в том, что поверхностный тепловой поток и возраст литосферы t не полагались независимыми входными параметрами при расчетах распределения температур в континентальной и океанической литосфере соответственно, но рассчитывались из положения изотермы 1300°С (подошвы литосферы), которое определялось из условия локальной изостазии по формуле (3).

Использование изостатической поправки, применяемое в настоящей работе, является главным отличием от ранее опубликованных глобальных [5,3] и региональных [4,7,2,15,6] моделей термальной мощности литосферы. Данный подход позволил снизить степень влияния на итоговый результат таких факторов как нестационарность теплового режима, неточность знаний о величине поверхностного теплового потока, коэффициента теплопроводности и параметров, определяющих теплогенерацию пород.

Результаты

Представленная на рис.1 расчетная термальная мощность литосферы характеризуется тем, что в ней находят свое отражение все главные тектонические структуры Земли. Границы литосферных плит, показанные на этом рисунке, взяты по данным цифровой модели П.Берда [12].

Вдоль срединно-океанических хребтов, где, как известно, происходит формирование новой океанической литосферы, наблюдается значительное ее утонение вплоть до нулевых значений. Данную особенность можно видеть на профиле Б1-Б2 (рис.2) для Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского спрединговых хребтов. По мере удаления от срединно-океанических хребтов возраст океанической литосферы постепенно увеличивается, а вместе с ним и ее мощность. На границе континент-океан она может достигать величин 120-140 км. Закономерное утолщение литосферы от центральной части к периферии для Индийского океана показано на разрезе Б1-Б2, а для Атлантического – на разрезах Б1-Б2 и В1-В2.

Важно отметить, что в областях развития плюмового океанического магматизма (Гавайские, Азорские о-ва, хребет Девяностого градуса, поднятие Рио-Гранде и пр.) вопреки приведенной выше закономерности наблюдается значительное уменьшение мощности литосферы. На профиле В1-В2 хорошо проявлена Гавайская горячая точка, а на профиле Б1-Б2 - плюмы Азорских островов и Маскеранского хребта. Для расположенного на срединно-океаническом хребте Исландского плюма (профиль В1-В2) расчетные мощности мантийной литосферы вообще принимают отрицательные значения. Технически это

соответствует не выполнению условия локальной изостазии даже в случае полного отсутствия мантийного прослоя в литосфере, а физический смысл данного явления состоит в том, что литосфера на данном участке находится в крайне разогретом состоянии.

В целом, для большей части океанов мощность литосферы не превышает 150 км.

В пределах континентов минимальные значения мощности литосферы (от 40 до 0 км) фиксируются под континентальными рифтовыми системами (Восточно-Африканская, Калифорнийская, Байкальская, Момская, Красноморская и пр.). Так, например, североамериканская структура провинция Бассейнов и Хребтов четко отражается в утонении литосферы на разрезах В1-В2, а на разрезе Б1-Б2 хорошо идентифицируются две ветви (Западная и Восточная) Восточно-Африканской рифтовой системы.

Области развития древних платформ (Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская, Африканская, Северо-Американская и пр.) характеризуются мощностью литосферы в 150-200 км. Для более молодых горно-складчатых систем в целом свойственна литосфера меньшей мощности. Например, для каледонских Аппалачей она составляет 120-130 км (профиль В1-В2), а для мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой системы - 50-70 км при почти полном выклинивании мантийного слоя (профиль А1-А2).

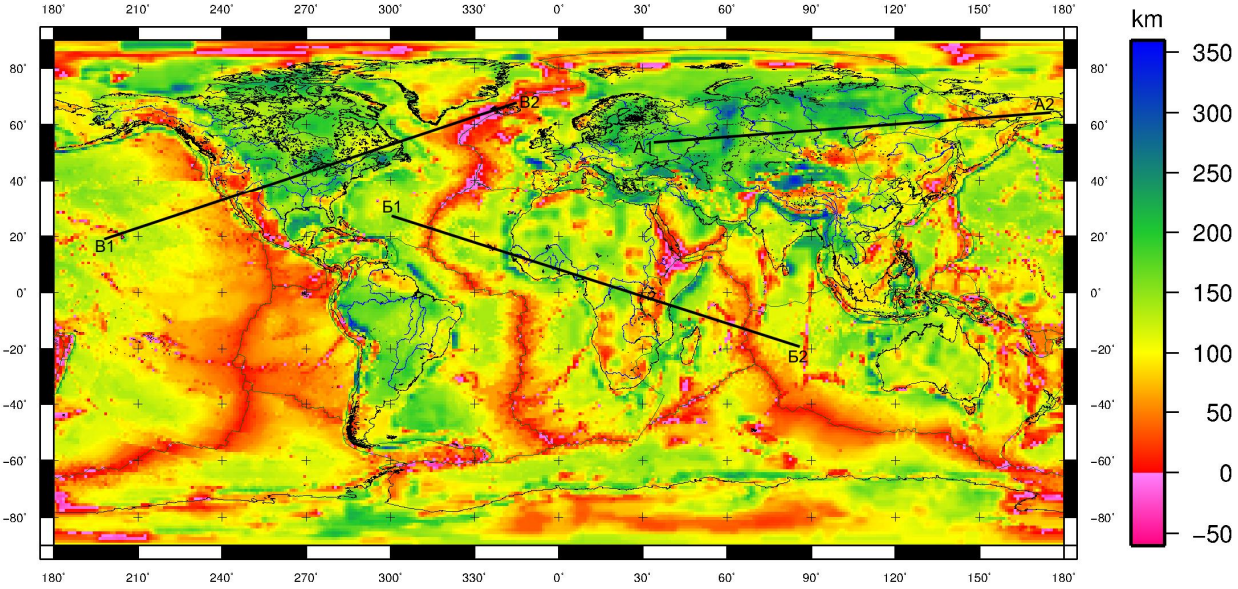


Рис. 1. Расчетная термальная мощность литосферы
Линиями показано положение линий разреза А1-А2, Б1-Б2, В1-В2, Г1-Г2, приведенных на рис.2

На фоне вышесказанного, интересной особенностью, отраженной на разрезе А1-А2, стоит признать малое отличие в мощности древних Восточно-Сибирской и Восточно-Европейской платформ и молодой эпигерцинской Западно-Сибирской плиты, а также аномальное утолщение (до 200-250 км) под герцинским складчатым сооружением Урала. Формально большие значения мантийной литосферы под Уралом может быть объяснено наличием более толстой и легкой коры в этом регионе по данным CRUST 2.0.

Таким образом, приведенные результаты расчетов говорят о том, что, с одной стороны, полученная термальная мощность литосферы хорошо согласуется с представлениями о том, какая она должна быть под такими глобальными структурами как континентальные и океанические рифтовые системы, области внутриплитного океанического магматизма, древние платформы и пр. Тот факт, что рассчитанная мощность литосферы принимает ожидаемые значения в тех местах, где она считается хорошо известной, может считаться критерием

правильности принятой в настоящей работе модели. С другой стороны, некоторые другие особенности распределения мощности литосферы, такие как соотношение между мощностями древних и молодых платформ на Евразийском континенте, значительное увеличение мощности литосферы под Уральским орогеном, остаточными впадинами Черного, Средиземноморского и Каспийского бассейнов и пр., не вполне очевидны и должны стать предметом дальнейшего изучения и обсуждения.

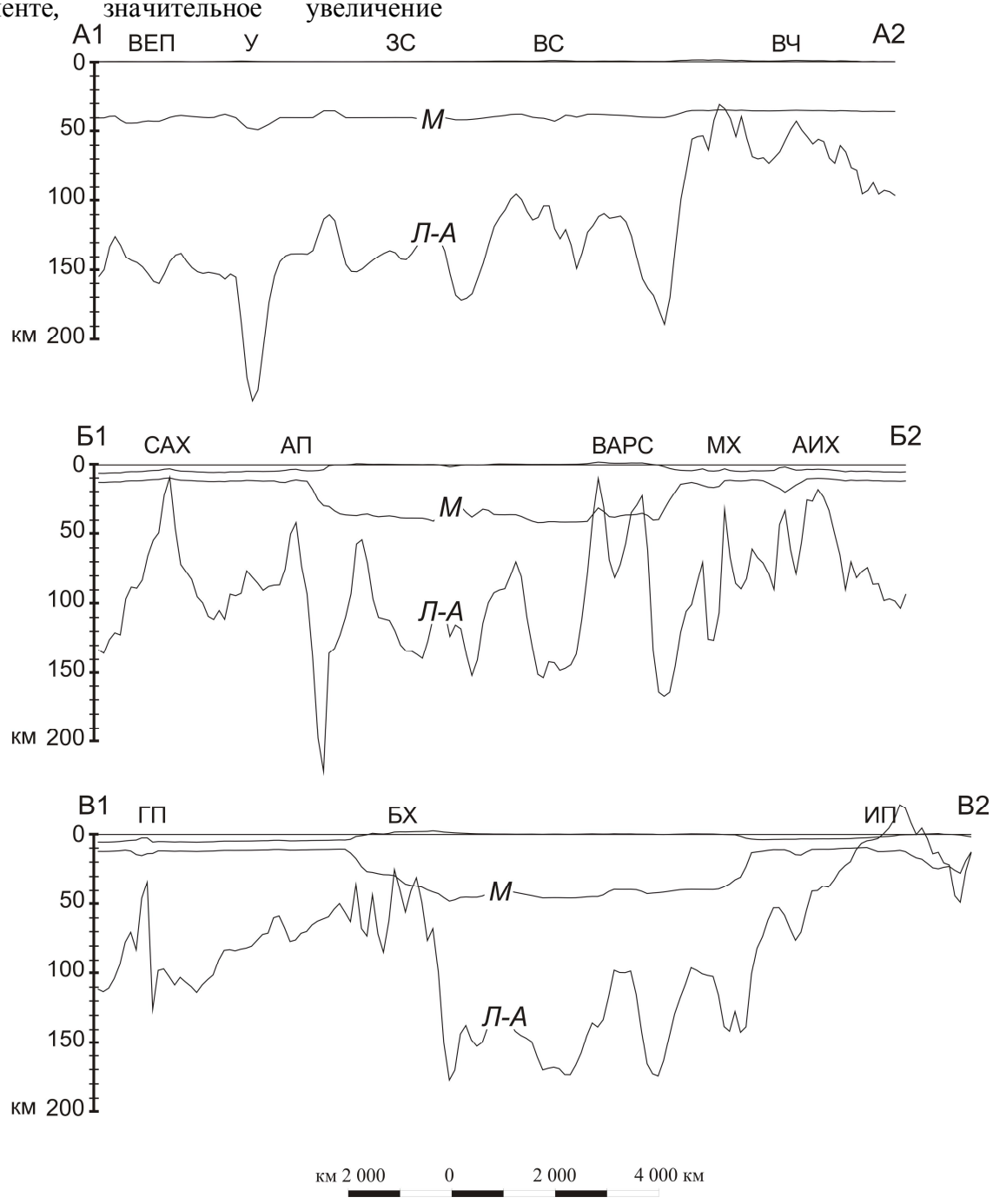


Рис. 2. Разрезы по линиям А1-А2, Б1-Б2, В1-В2

М – граница Мохоровичича, *Л-А* – граница между литосферой и астеносферой;

ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗС – Западно-Сибирская плита, ВС – Восточно-Сибирская платформа, ВЧ – Верхояно-Чукотская складчатая область, САХ – Срединно-Атлантический хребет, АП – Азорский плюм, ВАРС – Восточно-Африканская рифтовая система, МХ - Маскаренский хребет, АИХ – Аравийско-Индийский хребет, ГП – Гавайский плюм, БХ – провинция Бассейнов и Хребтов, ИП - Исландский плюм

Данные о термальной мощности литосферы могут быть использованы при сравнительном геодинамическом анализе различных тектонических структур, а также как исходные данные для численных расчетов в области геодинамики литосферы, таких как, например, расчет глобального поля напряжений и деформации литосферы.

Литература

1. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологическое приложение физики сплошных сред. М: Мир. 1985. 727с.
2. *Artemieva I.M.* Dynamic topography of the East European craton: Shedding light upon lithospheric structure: Composition and mantle dynamics // Glob. Planet. Change. 2007. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.013.
3. *Artemieva I.M.* Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245-277.
4. *Artemieva I.M.* Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 213. P. 413-446.
5. *Artemieva I. M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (B8). P. 16,387-16,144.
6. *Artemieva I.M., Thybo H.* Deep Norden: Highlights of the lithospheric structure of Northern Europe, Iceland, and Greenland // Episodes. 2008. V. 31 (N1). P. 98-106.
7. *Artemieva I.M., Thybo H., Kaban M.K.* Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5Ga // In: Gee D.S., Stephenson R.A. (Ed.) European Lithosphere Dynamics. 2006. Geological Society. London. Memoirs. 32,11-41.0435-4052/06/$15.00.
8. *Barrell J.* The strength of the Earth's crust. // J. of Geology. 1914. V. 22. P. 425-433.
9. *Barrell J.* The strength of the Earth's crust. // J. of Geology. 1914. V. 22. P. 441-468.
10. *Barrell J.* The strength of the Earth's crust. // J. of Geology. 1914. V. 22. P. 655-683.
11. *Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. 81. F. 897.
12. *Bird P.* An updated digital model of plates boundaries // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth sciences. 2003. Vol. 4 (N3). 1027. doi: 10.1029/2001GC000252. ISSN: 1525-2027.
13. *Cermak V., Rybach L.* Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks // In Angenheister G. (Ed.). Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology. Springer-Verlag. New York. 1982. P. 213-256.
14. *Clauser C., Huenges E.* Thermal Conductivity of Rock and Mineral // In: Ahrens T.J. (Ed.). AGU Reference Shelf. V. 3. Rock Physics & Phase Relations: A Handbook of Physical Constants. Washington. DC. American Geophysical Union. 1995. P. 105-126.
15. *Cloetingh S.A.P.L., Ziegler P.A., Bogaard P.J.F., Andriessen P.A.M., Artemieva M., Bada G., vanBalen R.T., Beekman F., Ben-Avraham Z., Brun J.-P., Bunge H.P., Burov E.B., Carbonell R., Facenna C., Friedrich A., Gallart J., Green A.G., Heidbach O., Jones A.G., Matenco L., Mosar J., Oncken O., Pascal C., Peters G., Sliaupa S., Soesoo A., Spakman W., Stephenson R.A., Thybo H., Torsvik T., deVicente G., Wenzel F., Wortel M.J.R.* TOPO-EUROPE: The geoscience of coupled deep Earth-surface processes // Glob. Planet. Change. 2007. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.02.008.
16. *Leemans R., Cramer W.* The IIASA database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness on a global terrestrial grid // Research Report RR-91-18. International Institute of Applied Systems Analyses. Laxenburg. November 1991. P. 61.
17. *Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H., Olson T.R.* The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96 // NASA Goddard Space Flight Center. Greenbelt. Maryland. 20771. USA. July 1998.
18. *Lieth H.* Modelling the primary productivity of the earth. Nature and resources // UNESCO. 1972. VIII. 2:5-10.
19. *Mooney A., Laske G., Masters G.* Crust 5.1: a global crustal model at 5x5 degrees // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727-747.
20. *Muller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G.* Digital isochrons

of the ocean age. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102 (B2). P. 3211-3214.

21. *National Geophysical Data Center*. ETOPO-5 bathymetry and topography data. // Data Announc. 88-MGG-02. NOAA. Boulder. Colorado. 1988.

22. *Stein C.A.* Heat flow of the Earth. // In: Ahrens T.J. (Ed.). AGU Reference Shelf. V. 1. Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants. Washington, DC. American Geophysical Union. 1995. P.144-158.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ЛИТОСФЕРНЫХ СКЛАДОК В ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ

Коптев А.И., Ершов А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия (koptev06@mail.ru)

Введение

Подход к математическому моделированию напряженного состояния на основе использования в качестве главного источника напряжений и деформаций сил разности гравитационного потенциала литосферы был успешно применен для построения глобальных моделей поля напряжений [13,3,5] и порожденных этими напряжениями литосферных складок [12].

Региональные модели напряжений и складок в литосфере за счет своей большей детальности могут дать более точное представление о распределении рассчитываемых полей в рассматриваемых регионах и сделать некоторые выводы об их геодинамике и истории геологического развития.

В настоящей работе представлены результаты моделирования напряженного состояния и складкообразования в литосфере в пределах Черноморско-Кавказско-Каспийского региона. Расчеты выполнены с разрешением 0,2°×0,2°.

Одной из проблем в понимании истории развития Черноморской и Каспийской впадин является природа значительного увеличения скорости погружения этих бассейнов в плиоцен-четвертичное время. Оно было выявлено в результате численного моделирования истории погружения этих бассейнов в работах [14,9], где использовалась стандартная процедура бэк-стриппинга [17] с поправкой на уплотнение осадков и информацию о глубине палеобассейнов [2,11,6]. Аналогичные результаты получены при моделировании погружения Черного моря в работах [15,16]. Правильная интерпретация источников этого быстрого погружения особенно важна в свете того, что именно с ним обычно связана нефтегазоносность осадочных бассейнов.

В работах [14,9] для объяснения быстрого плиоцен-четвертичного погружения Черноморской и Каспийской впадин была предложена модель прогибания литосферы под воздействием сжимающих напряжений, которые, как известно [7], доминируют в данном регионе начиная с олигоцена вследствие коллизии Аравийской и Евразийской плит. Данная модель была подтверждена численными расчетами, которые показали возможность подбора таких сжимающих сил на границах моделируемого разреза, что вызванное этими силами прогибание упругой пластины, по свойствам отождествляемой с реальной литосферой, будет сопоставимо с наблюдаемыми данными. Это объяснение природы быстрого погружения в осадочных бассейнах противопоставляется другой точке зрения, согласно которой его главной причиной является уплотнение пород основного состава в нижней части коры вследствие перехода базальта (габбро) в гранатовые гранулиты и эклогит [1].

Произведенное в рамках настоящей работы численное моделирование поля напряжений позволило получить не только общую картину распространения в тех или иных частях рассматриваемого региона напряжений сжатия и растяжения, но и количественную оценку значений и направлений этих напряжений. Таким образом, при расчете изгиба литосферы использовались не искусственно подобранные значения напряжений (как это делалось в работах [14,9]), а их величины, полученные в результате действия тектонических сил, имеющих реальную физическую природу (силы разности гравитационного потенциала) [13,3,5]. Полученное в результате этих расчетов распределение изгиба литосферы должно было показать насколько обоснована модель быстрого погружения осадочных бассейнов под воздействием тектонических напряжений.

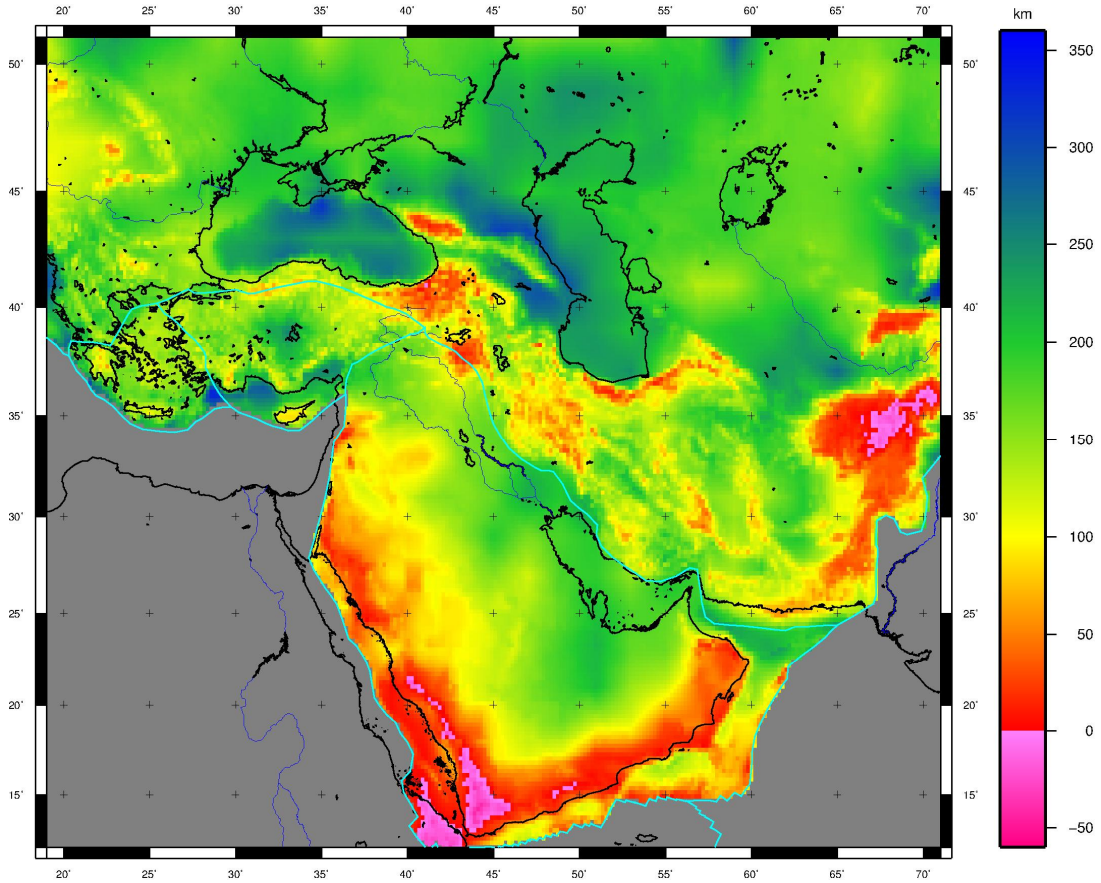


Рис.1. Расчетная термальная мощность литосферы

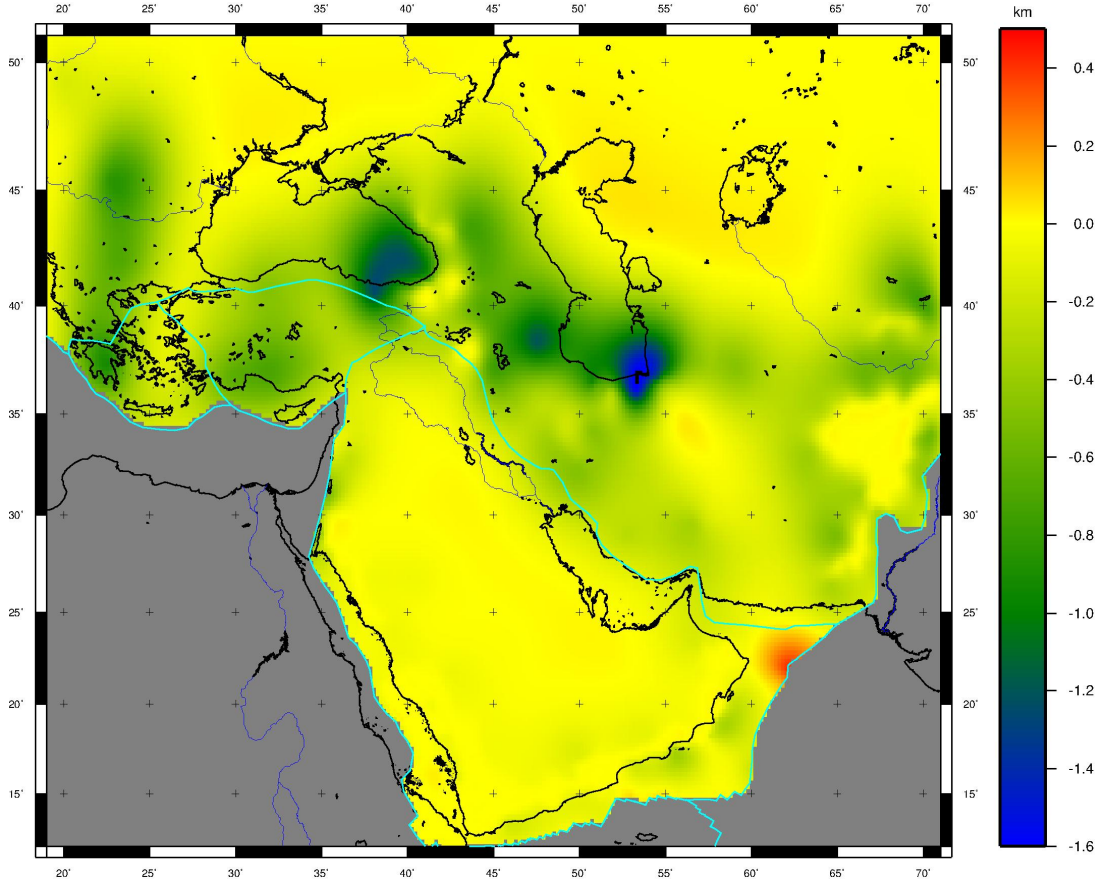


Рис. 2. Амплитуда литосферных складок

Результаты

Южная граница расчетной области соответствовала южному обрамлению Аравийской плиты в центральной части и северной границе Африканской и Индийской плит на западе и востоке соответственно; западная и восточная – долготам 18° в.д. и 72° в.д.; северная – широте 52° с.ш. Границы литосферных плит брались по данным цифровой модели П. Берда [8]. Включение в область расчетов всей Аравийской плиты необходимо для того, чтобы учесть силы сползания с термального свода Красноморской рифтовой системы при определении распределения напряжений в Черноморско-Каспийском регионе.

Источниками расчетного поля напряжений, также как и в предыдущих работах [13,3,5], были только обобщенные топографические силы (силы разности гравитационного потенциала). В качестве граничных условий модели выступали «зафиксированная» северная граница области расчетов и «свободные» остальные границы.

На рис.1 приведены результаты расчетов термальной мощности литосферы, выполненных по методике, описанной в работе [4]. Расчет мощности литосферы с одной стороны необходим для расчета величин обобщенных топографических сил, а с другой является самодостаточным результатом, позволяющим сделать некоторые выводы о рассматриваемом регионе. Так, например, важно отметить, что наибольшие мощности литосферы имеют место в пределах Черноморского и Каспийского бассейнов, а также восточной части зоны Предкавказских краевых прогибов, а наименьшие – в пределах горных областей (например, горного сооружения Большого Кавказа). Такие большие контрасты (до 300 км) мощности литосферы в смежных областях приводит к значительным изгибам в пространстве ее эффективной средней линии [10], что при наличии достаточных напряжений может приводить к формированию литосферных складок.

Расчетное распределение напряжений (рис.3) характеризуется следующими особенностями. В Черном и Каспийском морях доминирует обстановка сжатия. В Черном море субмеридиональное сжатие в его восточной части сменяется сжатием СЗ-ЮВ простирания в центральной и западной частях, которое переходит в субмеридиональное растяжение в северо-западной части. Для Каспийского моря характерна достаточно выдержанная ЮЗ-СВ ориентировка главных осей сжатия в Южном и Центральном Каспии, сменяющаяся на почти строго меридиональную на севере. Обстановка растяжения приурочена главным образом к области развития орогенов: практически весь хребет Большого Кавказа находится в состоянии СВ-ЮЗ растяжения, причем в восточной части это растяжение сменяется интенсивным сжатием примерно того же простирания по периферии горного сооружения. Также стоит отметить региональное растяжение в пределах Эгейского моря, которое подтверждается фактическими данными и получено в настоящей работе в результате действия только сил разности гравитационного потенциала без привлечения таких дополнительных источников, как затягивание в зоне субдукции вследствие ее отката и пр.

Результаты расчетов амплитуды литосферных складок, возникающих в результате действия полученных в модели напряжений, показаны на рис.2. Наибольшие значения величины прогибания литосферы (около 1,5 км) наблюдаются в Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской впадинах, именно для которых в работах [14,9] и была предложена модель синкомпрессионного прогибания под воздействием сжимающих напряжений. Таким образом, выполненные на новом уровне расчеты (2d-модель поля напряжений и литосферных складок вместо 1d-модели изгиба пластины) подтверждают ранее опубликованные модели [14,9] истории завершающего этапа развития рассматриваемых осадочных бассейнов.

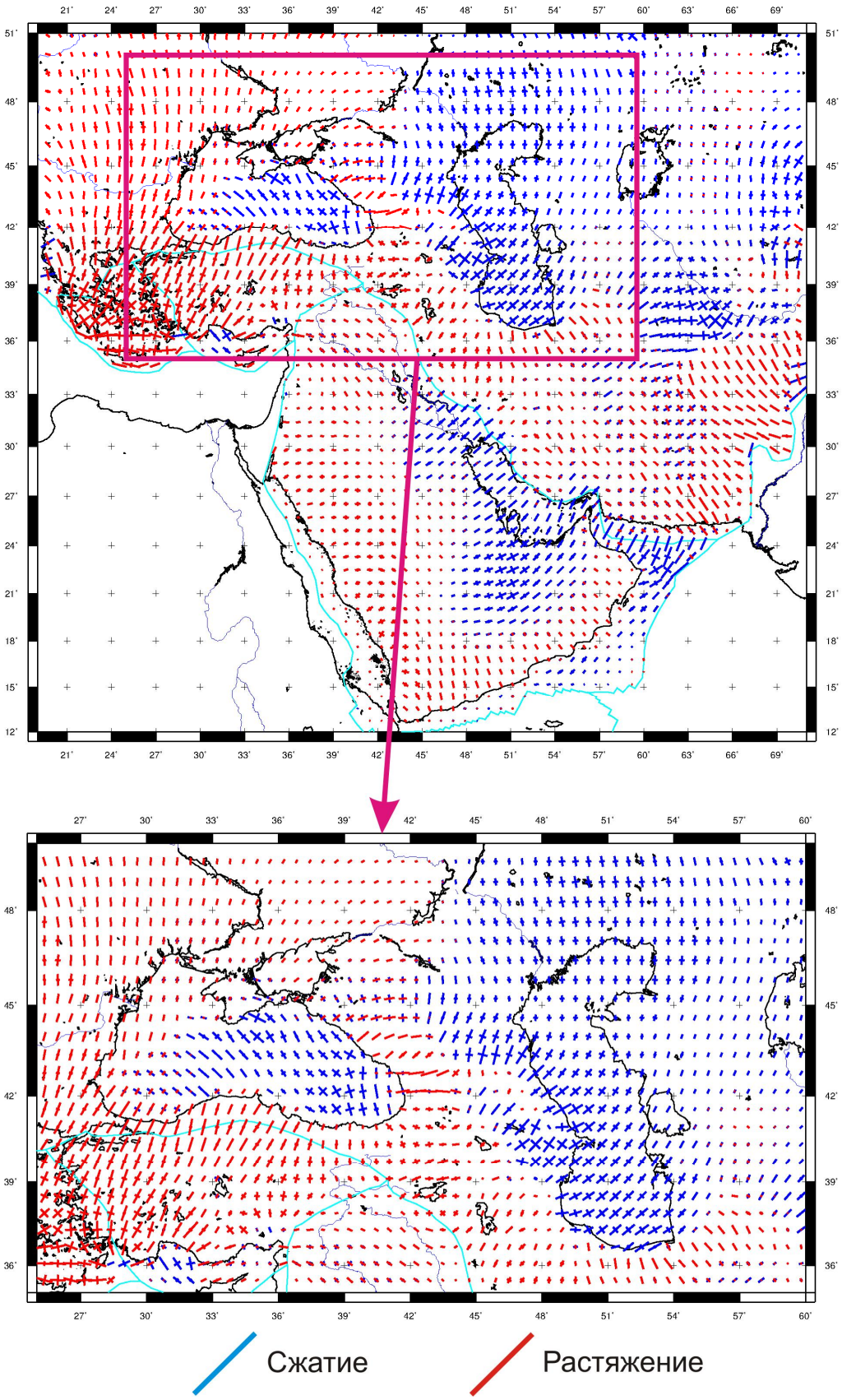


Рис. 3. Расчетное поле напряжений

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 456с.
2. *Ершов А.В.* Моделирование эволюции осадочных бассейнов и деформации литосферы (на примере бассейнов Восточно-Европейской и Скифской платформ).

Автореферат на соискание ученой степени кандидата ф.-м. наук. М. 1997.
3. *Коптев А.И.* Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Москва. МГУ. 2-5 февраля 2010 г. т. 1. 356-359 с.
4. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Количественная модель термальной мощности литосферы Земли. Тезисы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина "Современное состояние наук о Земле". 1-4 февраля 2011 г. Москва. МГУ.
5. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Роль гравитационного потенциала литосферы в формировании глобального поля напряжений // Физика Земли. 2010. №12. с. 66-81.
6. *Короташев М.В.* Осадочные бассейны в обстановке сжатия - моделирование фаз быстрого погружения. Автореферат на соискание ученой степени кандидата г.-м. наук. М. 1998.
7. *Милановский Е.Е.* Геология СССР. Часть 3. Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса. Заключение. М.: Московский Университет. 1991. 272 с.
8. *Bird P.* An updated digital model of plates boundaries // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth sciences. 2003. Vol. 4 (N3). 1027. doi: 10.1029/2001GC000252. ISSN: 1525-2027.
9. *Brunet M.-F., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M.* The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003. V. 156. P. 119-148.
10. *Ershov A.V.* Effective middle surface of lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 173. P. 129-141.
11. *Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Korotaev, M.V., Kosova S.S.* Evolution of the eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and dynamic modelling. In: Crasquin-Soleau S., Barrier E. (Ed.) Peri-TethysMemoir 4: Epicratonic Basins of Peri-Tethyan Platforms. 1998. Memoires du Museum national d'Histoirenaturelle. Paris. V. 179. P. 111-130.
12. *Ershov A.V., Koptev A.I.* Origination of lithosphere folds as a result of stress field reorganization // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam. 15-17 October 2008. P. 64.
13. *Koptev A.I., Ershov A.V.* Modelling of global lithospheric stress field on the spherical Earth // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam. 15-17 October 2008. P. 77.
14. *Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F.* The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003. V. 156. P. 149-168.
15. *Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F.* Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. P. 195-223.
16. *Spadini G., Robinson A.G., Cloetingh S.A.P.L.* Thermomechanical modelling of Black Sea basin formation, subsidence, and sedimentation. In: Robinson A.G. (Ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 1997. V. 68. P. 19-38.
17. *Steckler M.S., Watts A.B.* Subsidence of the Atlantic-type continental margin off NewYork // Earth Planet. Sci. Lett. 1978 V. 41. P. 1-13.

СТРУКТУР А ЛИТОСФЕРЫ И Р АСПРЕДЕЛЕНИЕНАПРЯЖЕНИЙ В ЕВРОПЕЙСКОМ РЕГИОНЕ

Коптев А.И., Ершов А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(koptev06@mail.ru)

Введение

Геодинамическая позиция Европейского региона определяется тем, что в его пределах друг на друга накладываются два источника напряжений – силы отталкивания от Северо-Атлантического хребта и коллизионные силы, действующие вдоль южной границы Евразийской плиты. При этом важно учитывать, что взаимодействие этих сил происходит на фоне сложного строения разновозрастной литосферы и достаточно расчлененного рельефа территории.

Именно в связи с неоднородностью среды в этом регионе при геодинамическом моделировании крайне важным фактором становится высокое разрешение расчетов и детальный учет как можно большего количества данных. На современном этапе имеется достаточный набор открытой информации, необходимой для соответствующего геодинамического моделирования, а технические ресурсы позволяют выполнить его с достаточной степенью детальности, что делает такого рода работы как никогда актуальными.

В настоящей работе представлены результаты численного моделирования структуры литосферы и распределения напряжений в рамках области ограниченной на западе и востоке по меридианам 25° з.д. и 35,5° в.д., на юге и севере – по параллелям 34,25° с.ш. и 71,5° с.ш. соответственно. Разрешение выполненных расчетов – 0,25°×0,25°.

Расчеты мощности литосферы и распределения температур в ней производились по методике, описанной в работе [2]. Весь набор необходимых для расчетов входных данных остался неизменным относительно приведенного в [2] за исключением информации о структуре земной коры – в настоящей работе вместо глобальной модели Crust2.0 [4,8] (разрешение 2°×2°) использовалась локальная модель для рассматриваемого региона EuCRUST-07 [12] (разрешение 0,25°×0,25°). В модели EuCRUST представлены данные о пространственном положении поверхности фундамента, границы верхней и нижней коры, поверхности Мохоровичича, а также информация о скорости распространения сейсмических волн в верхней и нижней коре. Эти скорости *p*-волн были пересчитаны в плотности соответствующих слоев по формулам, приведенным в [11].

Карта общей мощности земной коры по данным модели EuCRUST-07 приведена на рис.1, а расчетное распределение термальной мощности литосферы – на рис.2.

Полученные на основании рассчитанной модели распределения температур и плотностей в литосфере силы разности гравитационного потенциала (обобщенные топографические силы) выступали в качестве источника напряжений, распределение которых рассчитывалось по методике, описанной в работах [7,1,3].

Обобщенные топографические силы, действующие в каждом узле расчетной сетки, должны позволить учесть не только влияние локальных неоднородностей в моделируемой среде, но и «отталкивающее» воздействие со стороны Северо-Атлантического хребта (сила отталкивания от хребта – частный случай сил разности гравитационного потенциала), а также «коллизионное» взаимодействие с Африканской плитой.

В качестве граничных условий модели выступали «зафиксированные» (т.е. с постоянно равной нулю скоростью смещения) северная, западная и восточная границы области расчетов и «свободная» южная граница, а в качестве начальных – нулевые смещения, скорости смещений и напряжения во всех узлах и ячейках

расчетной сетки. Границы литосферных плит
при расчетах во внимание не принимались.

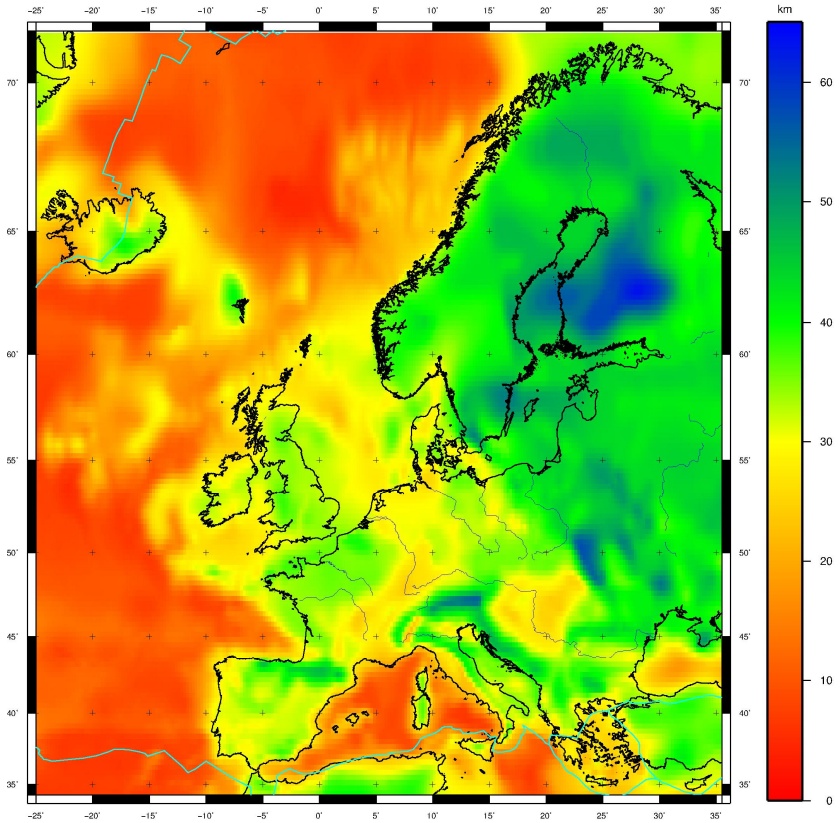


Рис.1. Общая мощность земной коры по данным модели EuCRUST-07 [12]

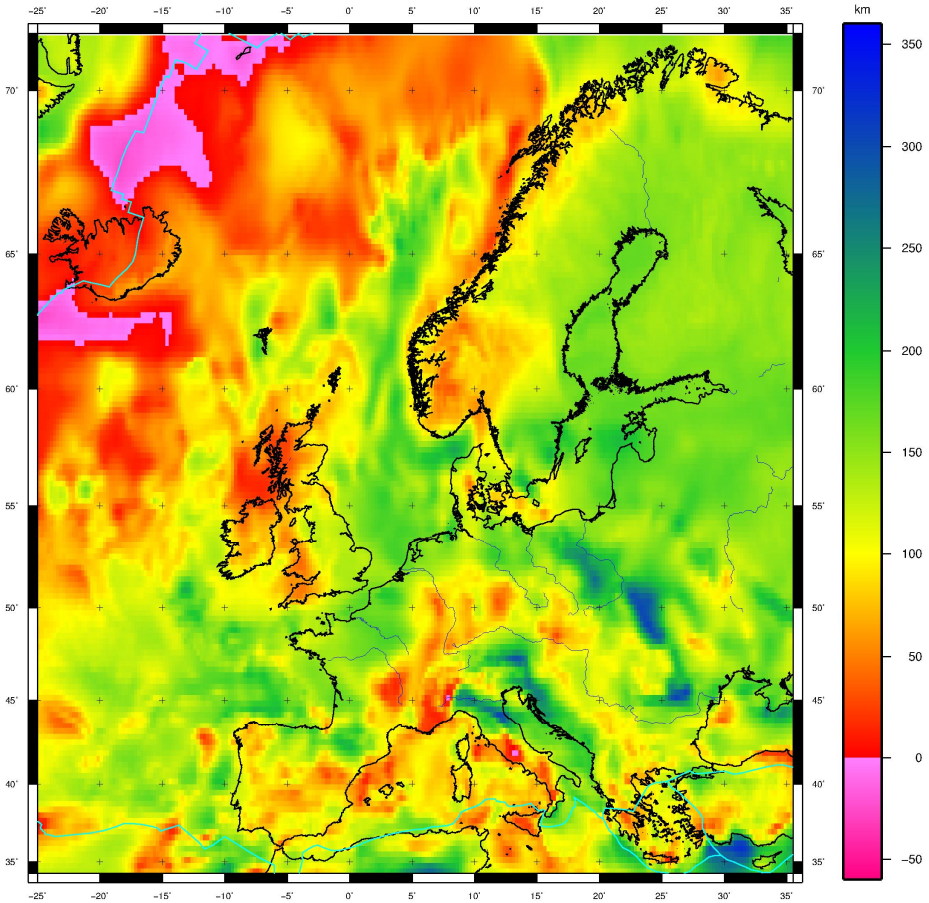


Рис.2. Расчетная мощность литосферы

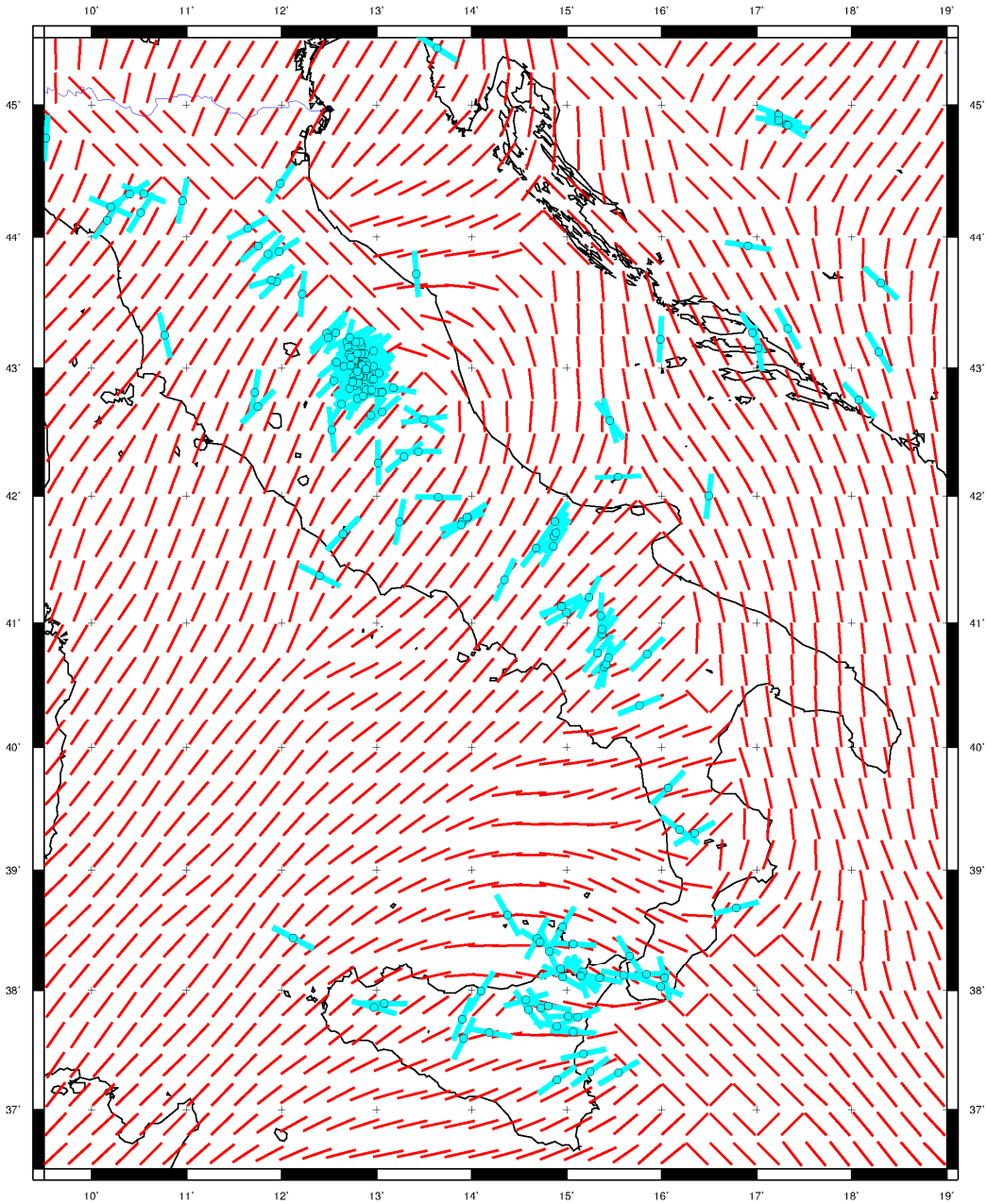


Рис.3. Апеннинский полуостров: Сравнение расчетного поля напряжений (красные линии – ориентировки максимальных осей тензоров) и наблюдаемых данных (линии цвета морской волны – проекции на горизонтальную плоскость осей растяжения для сбросовых, сдвиго-сбросовых и сдвиговых режимов деформации по данным Мировой Карты Напряжений [6])

Критерием правильности рассчитанных моделей была принята степень соответствия расчетного поля напряжений данным Мировой Карты Напряжений [6].

Результаты

Качественная картина распределения напряжений в Европейском регионе была получена почти два десятка лет назад в работе [9], когда на основе визуального анализа первого выпуска Мировой Карты Напряжений [13] было установлено, что ориентировка осей главных сжимающих напряжений в Западной Европе имеет ориентировку от СЗ-ЮВ до ССЗ- ЮЮВ, в пределах Скандинавского полуострова она меняется на ЗСЗ-ВЮВ, в Панонском бассейне – на СВ-ЮЗ, а в Альпах - на почти субширотную (З-В). Ориентировка главных осей растяжения определялась как субмеридиональная для Эгейского моря и Западной Анатолии. Полученные позднее количественные оценки, основанные на статистическом анализе данных Мировой Карты Напряжений (напр., [5,10]) позволили

несколько уточнить характер распределения напряжений в данном регионе, в целом не опровергая первичной качественной оценки [9] *ориентировки* главных осей напряжений.

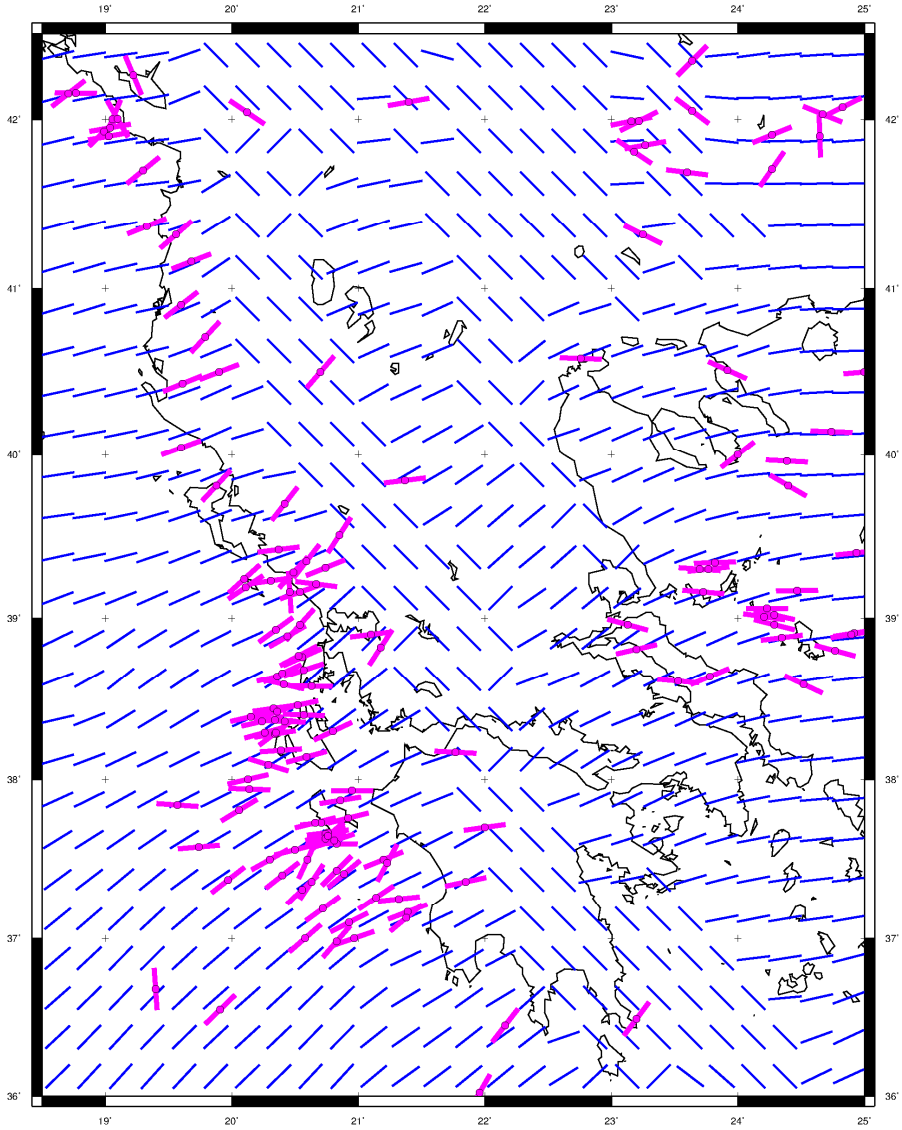


Рис.4. Южная часть Балканского полуострова: Сравнение расчетного поля напряжений (синие линии – ориентировки минимальных осей тензоров) и наблюдаемых данных (фиолетовые линии – проекции на горизонтальную плоскость осей сжатия для взбросовых, сдвиго-взбросовых и сдвиговых режимов деформации по данным Мировой Карты Напряжений [6])

Для рассчитанного в рамках настоящей работы модельного распределения напряжений характерна *ориентировка* главных осей, в целом хорошо согласующаяся с полученной в результате визуального [9] и количественного [10] усреднения данных Мировой Карты Напряжений. Что касается распределения *режимов* деформаций, то оно не противоречит предлагаемому в работе [10]: в пределах континентальной части Европы в целом преобладают близкие к сдвиговым растягивающие деформации, обстановка растяжения проявлена в горных поясах Пиренеев и Альп, Эгейском море и Апеннинском полуострове, а сжатия – в Тирренском, Адриатическом и Ионическом морях.

На рис.3 показано распределение расчетных и наблюдаемых напряжений на Апеннинском полуострове. В пределах данного района, как говорилось выше, имеет место обстановка растяжения, поэтому на данном рисунке показаны ориентировки *максимальных* осей расчетных тензоров напряжений (растяжение при вычислениях полагалось положительным). Преимущественно СВ-ЮЗ простирание этих

осей на самом полуострове переходит в ВСВ-ЗЮЗ до субширотного на острове Сицилия. В качестве фактических данных, используемых в данном случае для сравнения, выступают ориентировки проекций на горизонтальную плоскость растягивающих осей для замеров из Мировой Карты Напряжений, которым соответствуют режимы деформаций, не имеющие в своем составе взбросовой компоненты (сбросы, сдвиго-сбросы, сдвиги). Визуальное сопоставление этих данных позволяет говорить об очень хорошем соответствии модельных напряжений данным конкретных замеров для материковой части показанного на рис.3 района.

Восточная часть Ионического моря, омывающая юго-западный берег Балканского полуострова, характеризуется достаточно высокой сейсмической активностью, причем большая часть механизмов землетрясений в данном районе взбросовые, что указывает на обстановку регионального сжатия. Ориентировка проекций на горизонтальную плоскость осей сжатия этих механизмов имеет СВ-ЮЗ простирание, перпендикулярное простиранию береговой линии. Ориентировки главных минимальных осей рассчитанных тензоров напряжений (сжатие при вычислениях полагалось отрицательным) демонстрирует практически точное совпадение с главным направлением сжатия по фактическим данным (рис.4).

Таким образом, даже в таком сложном с тектонической точки зрения регионе как Европа при детальном учете достаточного количества входной информации компьютерное моделирование может дать хорошо согласующиеся с наблюдаемыми данными результаты.

Литература

1. *Коптев А.И.* Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Москва. МГУ. 2-5 февраля 2010 г. т. 1. 356-359 с.
2. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Количественная модель термальной мощности литосферы Земли. Тезисы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина "Современное состояние наук о Земле". 1-4 февраля 2011 г. Москва. МГУ.
3. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Роль гравитационного потенциала литосферы в формировании глобального поля напряжений // Физика Земли. 2010. №12. с. 66-81.
4. *Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. 81. F. 897.
5. *Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B.* Global crustal stress pattern based on the World Stress Map data base release 2008 // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 3-15.
6. *Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B. (eds.)* The World Stress Map – Release 2008. Commission for the Geological Map of the World. 2008. Paris.
7. *Koptev A.I., Ershov A.V.* Modelling of global lithospheric stress field on the spherical Earth // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam. 15-17 October 2008. P. 77.
8. *Mooney A., Laske G., Masters G.* Crust 5.1: a global crustal model at 5x5 degrees // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727-747.
9. *Müller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C.* Regional patterns of tectonic stress in Europe // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11783-11803.
10. *Olaiz A.J., Muñoz-Martín A.,DeVicente G., Vegas R., Cloetingh S.* European continuous active tectonic strain-stress map // Tectonophysics. 2009. V. 474. P. 33-40.
11. *Rybach L., Buntebarth G.* Relationships between the petrophysical properties:density,seismic velocity,heat generation and mineralogical constitution // Earth Planet Sci. Lett. 1982. Vol. 57. P. 367-376.
12. *Tesauro M., Kaban M. K., Cloetingh S.A.P.L.* EuCRUST-07: A new reference model for the European crust // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L05313. doi:10.1029/2007GL32244.
13. *Zoback M.L.* First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 11703-11728.

ГЕОХИМИЯ ЛИТОСФЕРЫ КАК СРЕДЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СИСТЕМ ПРИАМУРЬЯ

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.

ФГУП «Дальгеофизика» г. Хабаровск (khain2011@gmail.com)

Проблема вопроса изучение геохимии литосферы

Изучение рудоносных систем невозможно без анализа геохимии литосфер как среды формирования рудоносных систем (РС). Определение особенности в распределении породообразующих и рудных элементов позволяют, в какой-то мере понять сущность процессов рудообразования и их роль при образовании месторождений. Кроме того, геохимические исследования в комплексе с геофизическими позволяют более точно идентифицировать породы и определять неоднородность слоев слагающих глубинные слои литосферы, состав верхний мантии.

Одним из важнейших факторов в образовании рудоносных систем и месторождений является миграция элементов в эндогенных и экзогенных условиях. Процесс миграции элементов весьма многообразен, в результате разрушаются сложившиеся и возникают новые геологические образования в структуре коры и литосферы. Глубинная миграция элементов прямым образом связывается с энергией теплового поля Земли, вызывающей магматические, тектонические процессы с образованием интрузивных, вулканических пород, рудоносных флюидов. Способность элементов к миграции определяется строением их атомов, размерами атомных и ионных радиусов и готовностью к созданию кристаллохимических решеток. Другим фактором являются их способность к химическим взаимодействиям, характеризуемая, в первую очередь, сродством с галоидами, кислородом и серой. Важным фактором также являются особенности физико-химических (плотность, электроотрицательность, растворимость, температуры плавления и кипения и др.) свойств атомов элементов. Из внешних факторов миграции особенное значение придается характеру остывания магмы и эволюции ее свойств: вязкости, диффузионной особенности, вещественного состава и проницаемости вмещающих пород, тектонической и геологической обстановки [1, 2, 3, 4; 5].

Одним из важнейших следствий глубинной миграции элементов является образование рудоносных систем и месторождений. О том, что миграции элементов в этом процессе принадлежит основная роль, указывают развитие магматогенных структур и связанных с ними полей геохимических ореолов. Содержание элементов в ореолах и в рудах значительно превышает кларк этих элементов. В условиях тесного смешения всех элементов в первоначальном исходном материале любое обособление тех или иных элементов внутри подобной среды невозможно без миграции. Таким образом, рудоносные системы и месторождения нужно рассматривать как продукты глубинной и поверхностной миграции элементов.

Методика работ

Для характеристики геохимии литосферы Приамурья как среды формирования РС были использованы данные химических анализов (более 1000 сделанных в процессе геологических съемок и, частично, авторами), спецанализов и спектральных (более 3000 в большей мере по рудным районам). По данным спектральных, химико-спектральных, атомно-абсорбционный анализов произведена характеристика рудных рассеянных и концентрированных элементов в пределах рудных районов, узлов, полей интрузивных комплексов и в целом по литосфере Приамурья. По данным статистического анализа

установлены средние содержания основных породообразующих и рудных элементов в литосфере Приамурья по геотраверсу (в полосе около 100 км): г. Свободный – Комсомольск-на-Амуре, Иннокентьевка – Татарский пролив, представленного единым непрерывным профилем около 1000 км.

Создание геохимической модели литосферы

По результатам химическим анализов произведена характеристика литосферы по 12-ти породообразующим элементам: O, Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, H. Количество анализов по литологическим разностям представлено: по осадочным породам – 218 (песчаники – 66, алевралиты – 65, глинистые сланцы – 35, доломиты – 24, известняки – 28), по вулканическим – 309 (риолиты – 30, дациты – 40, андезиты – 77, диабазы – 21, базальты – 61, долериты – 15, туфы риолитов, дацитов, андезитов – 65), метаморфическим – 114 (кристаллические сланцы – 31, кварциты – 18, гнейсы – 27, гранито-гнейсы – 28, мафиболиты – 8, эклогиты – 2) и магматическим – 386 (граниты – 154, гранодиориты – 69, диориты – 34, габбро-диориты – 12, габбро – 45, габбро – норит – 12, норит – 7, перидотиты – 5, дуниты – 3, сиениты – 21, пироксениты – 17, гипербазиты – 5, серпентинизированный оливинит – 2).

Геохимическая модель литосферы строилась на предварительно построенной сейсмогравитационной модели литосферы по профилю г. Свободный – Татарский пролив. По совокупности определенных величин Vp и σ для литосферных слоев и их блоков, результатов петрофизических измерений, по образцам пород проводилась идентификация пород слагающих каждый блок. По величине скоростных и плотностных характеристик с учетом геологических данных уточнялся преимущественный вещественный состав пород каждого блока в слое по геотраверсу. Согласно произведенной идентификации для каждого типа пород (чаще всего смешанного), определялось осредненное содержание каждого геохимического элемента с вычетом доли кислорода, согласно валентности соединения. Средняя величина содержаний элемента определялась по его преимущественному вкладу в данный тип породы с учетом величины скорости и плотности (рис. 1).

Следует признать проблему неоднозначности определений соотношений разных типов пород в пределах гранитно-метаморфического, гранулито-базитового и, особенно, надастеносферного слоев. В осадочном слое по данным подсчета по геологическим картам масштаба 1:200000 и 1:2500000, в пределах геотраверса преимущественным распространением пользуются осадочные породы мезозоя составляя 37 %; рыхлые – 20 %; палеозойские кристаллические сланцы – 17 %; интрузивные – 25 %, из них граниты – 21 %, гранодиориты – 3 %, диориты – менее 1 % и габбро 0,3 %; вулканические – 21 %, в том числе андезиты – 2 %, риолиты – 5 %, дациты – 2 %, базальты – 12 % от общего объема. В гранитно-гнейсовом слое распределение гранитов и гранодиоритов, гранитов и гранито-гнейсов по их вкладу производилось по величине скорости и плотности, последняя определялась по корреляционной кривой между Vp и σ по измерению на образцах. Величина породообразующего элемента определялась по сумме идентифицированных пород с учетом их вклада в величину плотности, при этом использовались корреляционные зависимости плотности и породообразующих элементов имеющих обратную (O, Si, K, Na, H) и прямую (Al, Mg, Mn, Ca, Ti, Fe, P) зависимости. Соотношение гранитов и гранодиоритов в пределах верхнего «гранитного» слоя изменяется от 3:1 до 7:1, гранитов и гранито-гнейсов 1:1 до 3:1, доля основных пород составляла 2–5 %. В нижнем гранитно-метаморфическом слое резко уменьшается доля гранитов (3–7 %), гранито-гнейсов (3–10 %), возрастает роль гранодиоритов (5–20 %) и особенно диоритов (50–60 %). В гранулито-базитовом слое, в верхней части преобладают габбро (50–70 %), доля диоритов уменьшается до 10–15 %, габбро-

диоритов составляет 20–30 %, базальтов10–20 %. В нижней части гранулито-базитового слоя возрастает роль основных пород: базальтов (30—50%), пироксенитов (20–50 %), перидотитов (10–15 %) и уменьшается роль габбро (10–15 %), норитов (10–20%), амфиболиты составляют 3–5 %.

Литосферная мантия, в большей мере, представлена перидотитами (30–50 %), пироксенитами (10–30 %), эклогитами (5–10 %), гранат-пироксенитами (10–15 %), гранат-перидотитами (10–20 %), штпинель-перидотитами (10–15 %), оливинитами (5–10 %), дунитами (3–10 %), роль базальтов (10–20 %) снижается. На построенных авторами 12 моделях (по каждому элементу) отражена закономерность изменений каждого породообразующего элемента в литосферных слоях, гранитно-метаморфическом, гранулито-базитовом и надастеносферном, и, в целом, по литосфере (рис.1.). Динамика закономерностей, управляющих миграцией элементов породообразующих рассеянных и концентрированных в процессе эволюции земной коры затронута лишь частично, так как для каждого элемента миграционный путь представляет собой самостоятельное исследование.

На 12-ти построенных моделях отражена закономерность изменений каждого элемента в литосферных слоях (рис. 1). В верхней части земной коры наиболее высокие концентрации характерны для O, Si, Na и K, в средней – Al, Mn, P, H и нижней для- Fe, Ca, Ti и Mg, последний является типичным представителем мантии. Приведенные геохимические модели по основным породообразующим элементам не являются жестко фиксированными из-за недостаточно четких критериев по распределению количественных соотношений между различными типами пород в гранито-метаморфическом, гранулит-базальтовом и верхнем мантийном литосферном слоях. Вместе с тем, наблюдается закономерное нарастание основных и ультраосновных пород в гранулит-базальтовом и надастеносферном слоях с преобладанием перидотитов над другими типами ультрабазитовых пород. Под Буреинским массивом верхняя мантия представлена в основном деплетированными гранатовыми перидотитами, а под Сихотэ-Алинской областью недеплетированными шпинелевыми перидотитами [5, 6].

Металлогеническая специализация рудоносных систем

Геохимический спектр элементов в пределах геотраверса, весьма широк, представлен более чем 50 элементами. Мерой количественного накопления элементов служила величина коэффициента концентрации, определяемая отношением среднего содержание элемента для серии пород к кларку его содержаний в земной коре. По величине коэффициента (К) для каждого элемента в пределах серии пород автором определялась возможность участии этих серий в формировании РС. Их характер и металлогеническая специализация приведена в таблице .1.

Таблица 1. Концентрация рудных элементов относительно кларков в рудоносных системах различной металлогенической специализации

№	Уровень концентрации	Отношение ср. содержаний к кларку	Металлогеническая специализация рудоносных систем	Типы месторождений
1	Очень низкий	3-5	Si, Al, K, Na, Ca, Fe,	Кварциты, алуниты, железорудные
2	Низкий	6-30	Ti, Mn, S, V, Mg, P, Rb	Титаномагнетитовые, марганцевые, апатитовые
3	Умеренный	31-300	Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Cr, TR, Th, U, Zr, Nb, Y, Yb, Sc, Pd, Ta	Медноникелевые, полиметаллические, рассеянные
4	Высокий	301-10000	Sn, As, W, Be, Li, Hf, Tl, Mo, Au,Ge, Ga, Ag, Pt, Ir, Rh, In, Os	Оловорудные, золоторудные, редкометальные,
5	Очень высокий	10001-20000 и >	Bi, Sb, Re, Hg, Cd	Сульфидные

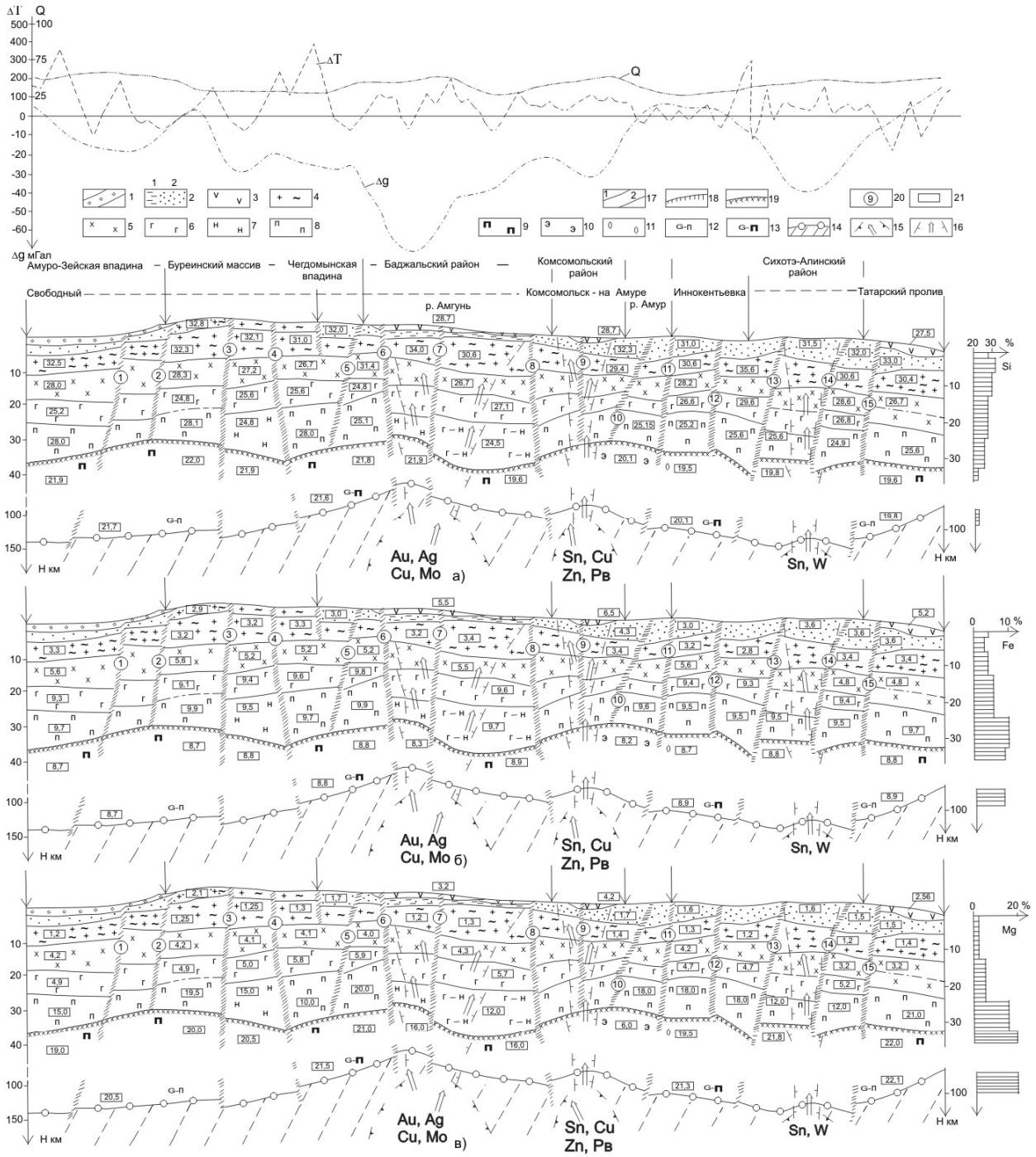


Рис. 2.1. Геохимическая модель литосферы Приамурья. Геотрансект Свободный-Комсомольск-на -Амуре-Иннокентьевка-Татарский пролив. При составлении использованы данные ГСЗ, Δg, ΔT, петрофизические параметры и химические анализы основных породообразущих окислов. Вещественный состав литосферы. «Гранитный» слой 1-8: 1-рыхлые отложения впадин, 2-осадочные отложения (песчаники, глинистые сланцы, алевролиты), 3-вулканические образования (риолиты, дациты, андезиты и их туфы), 4- образования гранитного слоя (граниты, гнейсы, сланцы), 5-образования среднего диоритового слоя (гранодиориты, диориты, андезиты), базальтовый слой 6-8: 6-габбро, 7-нориты, 8-базальты, пироксениты, амфиболиты; надастеносферный слой 9-12: 9-перидотиты, пироксениты,10-эклогиты, 11-оливиниты, дуниты, 12-гранат-пироксены; 13-гранат-перидотиты; 14-астеносфера; 15-плюм несущий рудную минерализацию Sn,Cu,Zn,Au,Fe и др; 16-границы оловорудных и золоторудных рудоносных систем; границы литосферных слоев; 17-20: 17-осадочно-вулканического, 18-гранито-гнейсового, 19-Мохо; 20-коромантийные разломы: 1-Харбинский, 2-Туранский, 3-Мельгинский, 4-Буреинский, 5-Ургальский, 6-Куканский, 7-Хинганский, 8-Курский, 9-Комсомольский, 10-Ульбанский, 11-Амурский, 12-Торомский, 13-Ц.Сихотэ-Алинский, 14-Катенский, 15-В.Сихотэ-Алинский, 21-содержание породообразующих элементов Si-а, Mg-б, Fe-в

Высокая дисперсия предельных коэффициентов химических элементов обусловлена их разной способностью к миграции и содержанием в литосфере. Так при формировании РС для элементов 1–2 групп требуется гораздо меньше энергии, чем для 3–5 групп, в связи с этим последние образуются многоэтапно и длительным путем. Согласно приведенной геохимической характеристике литосферы как среды формирования РС в пределах консолидированной коры при всем многообразии химических элементов круг минералов, принимающих участие в образовании РС весьма ограничен. К таким минералам относятся: кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы и пироксены. При широких вариациях их содержаний и количественных соотношений в целом, можно говорить о количественной однородности среды формирования РС.

Заключение

В целом, следует отметить качественную зависимость образования РС от величины кларкового коэффициента и, соответственно, от распространенности элементов в земной коре.

Но здесь могут быть различные отклонения от предполагаемого правила, так, например титан, никель, кобальт, хром могут формироваться в рудоносных системах в первом уровне при раннем магматическом, ликвационном их образовании.

При анализе концентраций рудных элементов в пределах исследуемого геотраверса по Приамурью наиболее предпочтительными для образования являются – оловянная, медная, вольфрамовая, марганцевая, полиметаллическая и золоторудная рудоносные системы. Из этого положения следует, что при воздействии гидротермальных, кислотных и щелочных растворов на качественно однородный субстрат, процессы вещественного и минерального его преобразования должны иметь много общих черт.

Литература

1. *Беус А.А.* Геохимия литосферы. Недра.Москва.1972,С.12-50.
2. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К.* Происхождение изотопов редкоземельных элементов в веществе солнечной системы.// Ядерная химия.Недра.М.1965. С.202-229.
3. *Войткович Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. Москва, Недра,1977,С.18-51.
4. *Дортман Н.Б.* Справочник. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Наука, 1984. С. 10–135.
5. *Копылов М.И.* Геофизические и геохимические аспекты формирования гранитоидных батолитов в оловорудных областях юга Дальнего Востока. //Граниты и эволюция Земли. Улан-Удэ. 2008. С.187-190.
6. *Копылов М.И. ,Захаров В.А.* Особенности тектонического строения и металлогения Сихотэ-Алиня. //Строение и эволюция Востока Азии. Хабаровск, 1999. С. 86-95.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РФ

Копылов М.И., Пустовойтова И.В.

ФГУП «Дальгеофизика» г. Хабаровск

Введение

При создании моделей литосферы были использованы данные глубинных геофизических (ГСЗ, МОВЗ, МТЗ, Δg, ΔТ) и петрофизических (υ, ρ, J_n, n%, σ) исследований, проводимых в пределах юга ДВ ФГУП «Дальгеофизика», ИТиГ и другими производственными и научными организациями. В качестве ориентиров при построении моделей рассматривались уже существующие плотностные [1, 2, 3, 5, 6] геологические и комплексные модели коры и литосферы в т.ч. и по югу Дальнего Востока (ДВ) России.

По данным исследований изотопов гелия и неона в базальтах, из «горячих точек» Гавайев и Исландии, предполагается наличие доменов протопланетного вещества в нижней мантии [2]. Неоднородность строения различных уровней коры, мантии и ядра Земли определяют некоторую условность их деления на отдельные слои с учетом различной природы их границ (фазовые переходы, возможные различия вещественного состава и физического состояния). Одновременно неоднородность уровней, так же как и сложные пространственно-временные взаимоотношения, во многом определяют нелинейный характер развития процесса глубинной дифференциации. В пределах внутреннего строения диссипативной системе Земли, отчетливо выражена тенденция нарастания снизу вверх градиентной неоднородности.

Глубинное строение и модели литосферы юга ДВ

Для характеристики глубинного строения литосферы строились параметрические модели (Δg, ΔТ, $V_ρ$, ρ) юга ДВ с использованием карт Δg в редукции Буге с различными вариациями радиусов осреднения, трансформаций, карт ΔТ, профильных ГСЗ, МТЗ, МОВЗ и петрофизических исследований. Модели литосферы юга ДВ строились как многослойные на основе существующих концепций [1; 5] с учетом выявленных в последнее время неоднородностей Земли в целом как по латерали, так и по вертикали.

Литосфера Дальневосточного региона, по данным глубинных геофизических исследований, разделена на три реологических слоя: «гранитный», «базальтовый» (консолидированная кора) и литосферной мантии. Кроме того, в верхней части консолидированной коры выделяются вулканогенно-осадочный чехол и метаморфический слой, которые играют также заметную роль в строении литосферы. По данным МОВЗ, МТЗ по профильным исследованиям для окраины Азии установлено залегание астеносферы на глубинах 80-170 км. Она характеризуется низкими скоростями и высокой электрической проводимостью. Минимальное погружение ее фиксируется, в зонах восходящих плюмов в пределах Куканского и Торомского глубинных разломов, где она проявлена на глубинах 90 км и выше. Астеносфера наиболее четко выделяется в пределах Сихотэ-Алинской ГС, под Буреинским массивом она картируется отдельными фрагментами, что, вероятно, связано с интенсивными процессами деструкции среды.

Литосфера Дальневосточного региона помимо тектонореологической расслоенности характеризуется слоисто–блоковой (фрактальной) дискретностью, проявляющейся в резкой горизонтальной изменчивости физических параметров консолидированной коры и осадочного чехла, приуроченного к межблоковым структурам. Блоковая дискретность строения исследуемого региона была выявлена авторами при анализе его тектоники по геофизическим (Δg, ΔТ, ГСЗ, МТЗ), геологическим и морфометрическим данным, лежащим в средней области спектра 25–60 км. Площадь блоков варьирует в

широком диапазоне от 2500 кв.км до 1000000 кв.км и более. Ранжирование тектонических блоков в зависимости от их размерности выполнено по шести уровням, отличающимся в известной степени автономностью в строении и развитии. За нижний уровень делимости блоков приняты блоки размером 2500 кв.км, второй уровень 5000 кв.км, третий 10000 кв.км, четвертый –20000 кв.км, пятый–50000 кв.км, шестой–100000 кв. км и более.

В плотностной модели гравитационные аномалии в региональном плане отражают изменение строение земной коры, при этом наиболее существенный вклад в величину поля вносит фундамент кристаллических пород, нижняя кора с поверхностью Мохо и литосферная мантия. Анализ гравитационных аномалий позволил выявить плотностные неоднородности в литосфере региона. На графике Δg на приведенной модели, наиболее интенсивный минимум силы тяжести приурочен к Баджальскому, менее интенсивные к Сихотэ-Алинскому и Комсомольскому оловорудным районам (рис.1). Региональные экстремумы на графиках Δg фиксируют соответственно литосферные и коровые неоднородности, представляющие собой тектонические системы и крупные структурные элементы земной коры (прогибы и поднятия) в регионе. Аномалии Δg более высоких порядков соответствуют менее крупным неоднородностям отдельных слоев земной коры. В плотностной модели положение гранито-метаморфического и гранулит-базитового слоёв определялось по корреляционной зависимости плотности и скорости. В связи с этим изменение плотности с глубиной, может быть апроксимировано линейной зависимостью $\sigma=\sigma_o+Kh$, где σ_o –плотность на глубине h, К-вертикальный градиент плотности. Оценить его величину можно для каждого слоя, но в целом, для консолидированной коры его можно определить, исходя из средней плотности 2,7 г/см^3 для верхней части коры и 3,0 г/см^3 на границе Мохо. При средней мощности коры 35 км вертикальный градиент составит 0,008 г/см^3. При определении плотности при росте давления с глубиной для химически однородного вещества, использовалось уравнения Адамса -Вильямса [3].

В сейсмической модели для Дальневосточного региона пределы колебания скорости на границе кристаллического фундамента, по данным ГСЗ, составляют 5,9–6,3 км/с. Таким скоростям должны соответствовать плотности для интрузивных пород–2,58–2,73 г/см^3, для метаморфических–2,69–2,80 г/см^3. В этом интервале скоростей выделяется низкоскоростной слой консолидированной коры со скоростью 5,9–6,1 км/с и высокоскоростной 6,0–6,3 км/с и отвечающие им соответственно плотности 2,72 и 2,75 г/см^3. Инверсная сейсмическая зона между границами $К_1$ и $К_2$ может быть связана с вещественным (гранитизация, серпентинизация) составом, хрупкой деструкцией пород в условиях повышенных температур и аномальных градиентов в тектонически напряженных слоях. На границе Мохо отмечается резкий скачок скорости, вероятно, обусловленный разным состоянием пород, выше они находятся в хрупко-дилатансионном, ниже– в пластическом в состоянии.

На построенной сейсмической модели выделено три сейсмических слоя в консолидированной коре: верхний, промежуточный и нижний. Они разделены границами $К_1$ и $К_2$. В верхнем слое скорость нарастает до границы $К_1$, которая ведет себя как граница второго рода, затем резко падает, часто наблюдается инверсия скорости. Граница $К_1$, или Ферча, является волноводом, обусловленным системой наклонных выполаживающихся зон, которые выше его вертикальны [3,6]. Для исследуемого региона граница $К_1$ фиксируется для жестких массивов на глубинах 8-10 км с граничной скоростью 5,9-6,3 км., выделяется она не повсеместно. От границы $К_2$ вновь происходит нарастание скорости до границы Мохо, почти с таким же градиентом, как в верхнем слое. Промежуточный слой отображается зоной пониженных скоростей, но фиксируется он не во всех регионах. Так в США [3], этой зоны нет в разрезах земной коры: Берегового хребта, Сьера Невада, плато Колорадо, отсутствует она и в Узбекистане.

По мнению В.Н. Николаевского [7], волноводы это псевдопластичные слои, которые чередуются с хрупкими слоями, образуя слоистую реологическую структуру, обусловленную дилатансионным механизмом разрушения горных пород. При этом процесс образования слоистости, наиболее мобильный при наличии жидких и газовых включений, формирует новые текстурные и структурные формы вещества, отличные от наблюдаемых на поверхности. В связи с этим, скачки скорости сейсмических волн не обязательно должны соответствовать скачкам плотности.

В магнитометрической модели выполненные расчеты глубин залегания верхних и нижних кромок магнитовозмущающих тел Дальневосточного региона дают сведения о насыщенности магнитными массами, в основном в верхней части гранитно-метаморфического слоя земной коры, залегающих на глубине 5–15 км. В пределах Буреинского массива нижние кромки магнитоактивных тел предположительно соответствуют подошве верхней коры (границе Конрада). Аномальное магнитное поле региона разделено на ряд областей, отличающихся своими магнитными характеристиками, степенью насыщенности консолидированной коры магнитными телами.

Геоэлектрическая модель литосферы базируется на данных МТЗ. При магнитотеллурических исследованиях, при построении глубинных геоэлектрических разрезов используется параметр электропроводности, получаемый в результате интерпретации кривых кажущегося сопротивления, в связи с этим возникает проблема удельных и интегральных характеристик среды. Согласно построенным диаграммам электропроводность пород весьма существенно зависит от температуры и давления внутри Земли. Ещё сильнее электрическая проводимость реагирует на изменение фазового состояния вещества, в частности, на переход твердой породы в расплав. В связи с этим, глубинная электрическая модель тесно связана с метасоматическими и флюидными процессами, происходящими в недрах Земли.

В пределах континентальной части Востока РФ, Сахалина и Камчатки в земной коре и верхней мантии на глубине 20-40, 100-150 км и ориентировочно 400 км выделяются токопроводящие слои. Верхний из них имеет преимущественно локальное развитие, второй характерен для всей Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, третий относится к числу планетарных явлений. Второй слой воздымается по направлению к Тихому океану, от глубины 100-120 км в пределах континентальной части до 70-80 км, под Южными Курильскими островами. Токопроводящие слои выделяются также под Японскими островами и прилегающими к ним акваториями Японского моря. Глубина залегания верхнего слоя варьирует от 50 км до 200 км.

По данным глубинных геофизических исследований и анализа сейсмоактивных зон, в юго-восточной части Буреинского массива имело место развитие континентальных рифтов – это активизированная зона Тан-Лу. Протяженность зоны составляет более 2500 км, она контролирует развитие горстов и грабенов в Китае и на юге Дальнего Востока Рифт зарождался на юге Китая, на границе северной и южной платформ [6] о чем свидетельствует его веерообразное строение в пределах Северо-Восточного Китая и Буреинского массива. Наибольший интерес представляет морфология палеорифтовой зоны Тан-Лу (Куканская) по данным МОВЗ и МТЗ на востоке Хинганского рудного района. На построенной авторами модели Хинганского района по конфигурации изолиний ρ (МТЗ) и инверсных границ выделяется Кульдуро-Биджанская ослабленная зона до глубины 80 км. На разрезах ρ(h), построенных методом трансформации Молочного–Ле Вьета, удельное сопротивление изменяется от 20 до 100 Ом·м. Западная его часть ограничивается Кульдурской, Восточно-Курской зонами глубинных разломов (входящих в рифтовую систему Тан-Лу), ширина зоны около 75 км. Столбообразная форма изолиний ρ (h) электропроводящей зоны, подчеркивает ее диапировый характер. Природа зон

подобного типа, многими исследователями связывается с ионной электропроводностью, обеспечиваемой флюидами, которые могут выделяться при дегидратации или иметь мантийное происхождение в результате субдукции океанической коры и последующей релаксации и «всплывания» магматических растворов.

Выделяемая плюмовая структура согласно приведенной градации по S-проводимости может быть отнесена к области слабо или умеренно развитой астеносферы. Восточный фланг на глубине 40–60 км выполаживается, и она обособляется на две коромантийные диапировые структуры. Первая (Биджанская) имеет высокие сопротивления, а вторая (Кульдурская) непосредственно находящаяся под восточной окраиной Хингано-Олонойской вулкано-тектонической структуры (ВТС), отмечается низкими значениями сопротивлений. В первом случае это «отмирающий» канал, во втором – действующий, по которому происходило движение рудно-магматических растворов. По своей морфологии и набору структурно-формационных элементов первая может представлять собой зону субдукции. На геологической карте масштаба 1:2500000 здесь выделяются: внешняя дуга, представленная андезитами, междуговой Бирский прогиб, внутренняя вулканическая дуга (андезиты), слабовыраженный тыловой прогиб и краевой Хингано-Баджальский вулканический пояс.

Геотермическая модель характеризует тепловой поток режима земной коры и верхней мантии, его взаимосвязи с геофизическими полями и составом литосферы, позволяет понять механизм формирования тектонических, сейсмических, вулканических, метаморфических и др. глубинных процессов. Исследуемый регион включает разнообразные по возрасту, тектоническим преобразованиям и геодинамическому режиму геологические структуры. Для молодых осадочных бассейнов (Средне-Амурской, Удыль-Кизинской, Партизанской и др.) характерны пониженные значения теплового потока (25--50 мВт/м2) и относительно высокие значения геотермического градиента (25-40º С/км). На северо-западе региона по субмеридиональному профилю п.Тыгда - п.Горный - оз. Токо выявлены аномально высокие значения теплового потока (80-90 мВт/м2), возможно связанного с формированием рифта на сочленении Евразийской плиты и Амурской микроплиты. В целом юг Дальневосточного региона характеризуется невысоким ТП, за исключением зоны Татарского пролива, Тумнинской геотермальной зоны, Верхнебуреинского прогиба и наиболее погруженной части Амуро-Зейской впадины, обусловленной резко нестационарным тепловым режимом литосферы. Средняя величина теплового потока для Приамурья составляет 51 мВт/м^2, Сахалина-76 мВт/м^2,Охотского моря-79 мВт/м^2 [4]. Значение температур в земной коре на глубине до 10 км изменяется от 150 ºС до 200ºС; по поверхности фундамента от 57-80ºС до 200ºС; температурный градиент – 30-40ºС. Особое место в геотермическом режиме региона занимает зона Татарского пролива с резко повышенной величиной теплового потока (75-200 мВТ/м^2), возможно связанного с проявлением здесь мантийного плюма.

Комплексная геолого-геофизическая модель литосферы юга ДВ (рис.1) носит обобщенный характер в отличие от плотностной, сейсмической, магнитометрической, геоэлектрической, геотермической и построена на большие глубины. Основной задачей при построении комплексной модели было наполнение ее вещественным составом, главным образом, литосферной, так как его состав изучен крайне слабо. По совокупности определенных величин Vp, σ, ρ литосферных слоев и результатам петрофизических измерений образцов, для литосферных слоев и их блоков проводилось идентификация пород, слагающих каждый блок.

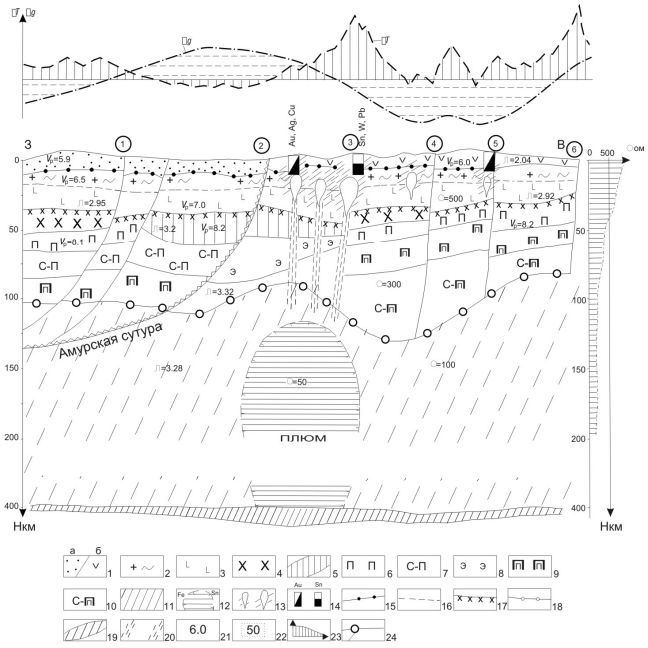


Рис.1. Комплексная геолого-геофизическая модель тектоносферы юга ДВ.
(с привлечением материалов Ю.Ф. Малышева. В.Я. Подгорного, В.Е.Кузнецова)
1-3-вещественный состав слоев консолидированной коры: 1-осадочно(а)-вулканический (б), 2-гранитно-гнейсовый, 3-базальтовый, 4-10-вещественный состав нижнего литосферного слоя: 4-шпинель-перидотитовый, 5-гранат-шпинель-пироксеновый, 6-пироксеновый, 7-гранат-пироксеновый, 8-эклогитовый, 9-перидотитовый, 10-гранат-перидотитовый, 11-астеносфера, 12-плюм, несущий рудную минерализацию fe, au, sn, cu и др.13- зоны проницаемых флюидных, магматических потоков, 14-рудоносные системы: а-оловоносные, б-золотоносные, 15-18-границы литосферных слоев: 15-осадочно-вулканического, 16-гранито-гнейсового (конрада), 17-мохо, 18-астеносферы, 19-зоны фазовых переходов (пироксен>гранат и оливин >рингвудит >мейджорит), 20-предполагаемые каналырудоносных систем, 21-средние значения vp км\с для слоя, 22-среднее значение р для слоя (по данным мтз), 23-кривая распределения р с глубиной по данным мтз, 24-глубинные разломы и их названия: 1-куканский, 2-западно-сихотэ-алинский, 3-центрально-сихотэалинский, 4-верхне-анюйский, 5- восточно-сихотэалинский, 6-татарский.

По величине скоростных и плотностных характеристик с учетом геологических данных и общих представлений уточнялся преимущественный вещественный состав пород каждого блока слоя.

На построенной комплексной геолого-геофизической модели литосферы юга ДВ характерно проявление слоистости с выделением осадочно-вулканического, гранитно-гнейсового, базальтового слоев и литосферной мантии. Последний, имеющий значительную мощность, представлен серией слоев: шпинель перидотитового, гранат-шпинель-пироксенового, пироксенового, гранат-пироксенового, эклогитового и перидотитового состава.

Заключение

Слоистый характер литосферы усложняется серией глубинных разломов, выделенных по данным комплексных геофизических исследований и она приобретает слоисто-блоковый характер. Граница между Тихоокеанским (ТП) и Центрально-Азиатским (ЦАП) поясами наиболее четко находит отображение в сейсмических разрезах МОВЗ, ГСЗ и частично МТЗ. На изолиниях плотности точек обмена, где инверсные сейсмические границы образуют пакет горизонтальных границ, нарастающих на глубину (до 150 км) в сторону Буреинского массива. По развитию инверсных границ, сочленение ТП и ЦАП происходит по серии листрических разломов, представляющих собой сутуру. Кроме того, структура литосферы усложняется наличием плюмов, которые вносит изменения не только в структуру литосферы, но астеносферы. В объемной модели литосферы юга ДВ доминирует слоистая структура, с проявлением террейнов, поясов наложенных структур.

Литература

1. *Белоусов В.В.* Переходныезоны между континентами и океанами. М. Недра,1982.с.150.
2. *Блюман Б.А.* Основные геодинамические концептуальныеследствиянеоднородности Земли.//Тектоника и геодинамика континентальной литосферы.М. Геос,2003.С.40-43.
3. *Брянский Л.И.* Плотностная структура земной коры и верхней мантии Восточной окраины Азиатского континента. Владивосток. Дальнаука,1995.С92-110.
4. *Горнов П.Ю.* Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России.//Закономерности строения и и эволюция геосфер.ХАБАРОВСК,1998.с86-69.
5. *Моисеенко Ф.С.* Геолого-геофизическая модель земной коры с учетом данных Кольской сверхглубинной скважины. Вестник ЛГУ. Сер.7.вып.4.1986. С.9-15.
6. *Копылов М.И.* Комплексные геолого-геофизические модели литосферы юга Дальнего Востока.//Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент «ФАН».2007.С.42-45.
7. *Николаевский В.П., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры. //Изв. АН СССР.Физ.Земли.1985.№1.С.16-25.

О ВОЗРАСТЕ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ (В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ПО ГЕОХРОНОМЕТРИИ ЦИРКОНОВ)

Кораго Е.А.[а], Ковалева Г.Н.[а], Косько М.К. [а], Д.Джи[б], Гольцин В.Н.[в], Ларионов А.Н.[в], Н.Н.Соболев[3]

[а] *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. Академика И.С.Грамберга Санкт-Петербург, Россия,*
[б] *Уппсальский университет, Департамент наук о Земле, Швеция,*
[в] *Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия*

В геологической истории Новой Земли выделяются, по крайней мере, два этапа орогенеза [1,4]: предордовикский (тиманский) и постраннетриасовый (раннекиммерийский). Первый выражен на юге архипелага угловым и азимутальным несогласием между верхнепротерозойско-(нижнекембрийскими) и нижне-среднеордовикскими слоями, а также присутствием на юго-западе о. Северный гранитов, перекрытых силурийскими осадками и содержащих допалеозойские («тиманские») цирконы. U-Pb датирование детритовых цирконов юга Новой Земли показало [7], что наиболее молодые их зёрна из доордовикских отложений имеют возраст 520, а из отложений ордовика (выше несогласия) – 500 и 490млн. лет при пиках возрастов – 600-530 и 600-505млн. лет соответственно. Из этого как будто следует, что временной перерыв в осадконакоплении здесь был относительно незначителен. Однако поскольку доордовикские отложения по составу обломочного материала являются продуктами разрушения островных дуг и формировались в задуговом бассейне, а поставщиками обломочного материала могли быть только реликты островных дуг, известные в разрезах докембрия Пай-Хоя либо вскрытые бурением в Тимано-Печорской области, где неизвестно магматических пород со столь молодыми цирконами, то возникают сомнения в безоговорочной безгрешности метода и делать вывод о кратковременности перерыва в осадконакоплении преждевременно.

О раннекиммерийском орогенезе свидетельствует то обстоятельство, что в строении складчатых структур участвуют совместно деформированные палеозойские и нижнетриасовые образования. Вместе с тем, до настоящего времени спорными являются представления о возрасте допалеозойского фундамента и возрастном диапазоне проявления окончательного структурообразующего орогенеза, как и о времени проявления других более ранних предположительно структурообразующих этапов. Полученные данные по изотопному датированию цирконов из магматических и осадочных пород вместе с имеющиеся ранее неопубликованными результатами геохронометрического датирования позволяют внести некоторые коррективы в устоявшиеся представления.

I. О возрасте допалеозойского фундамента.

После проведения на Новой Земле группового среднемасштабного геологического картирования и сопутствующих тематических исследований (1978-1990 годы) сложилось мнение, что в строении фундамента архипелага участвуют два разновозрастных блока: Южный позднебайкальский (тиманский) и Северный более древний [5]. Граница блоков линейная, хорошо выражена в потенциальных геофизических полях; имеет северо-западную ориентировку, совпадая с т.н. Байдарацким глубинным разломом. Если в Южном блоке четко проявлено предордовикское несогласие с выпадением части кембрия, то в Северном блоке присутствует (и, предположительно, в полном объеме) фаунистически охарактеризованный кембрий. При этом, на крайнем севере Новой Земли он, как будто, без видимого углового несогласия

перекрывает докембрийские терригенные толщи, близкие таковым юга архипелага. Кроме того, на юго-западе о. Северный в губе Сев. Сульменёвой известен небольшой тектонический блок пород, регионально(?) метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. U-Pb возраст этих пород (аналитик А.П. Чухонин, ВСЕГЕИ, 1985г; метод термо-ионной эмиссии из микронавесок циркона) составляет 1550±80 и 1490±100 млн. лет, а прорывающих и насыщающих их гранитоидных даек и инъекций - 1300±90 млн. лет. Исходя из приведённых сведений возраст всего блока, находящегося севернее продолжения Байдарацкого разлома был принят условно досреднерифейским (?). K-Ar возраст мусковита из этих же гранитов составляет 584±27млн. лет (И.А. Загрузина, ВСЕГЕИ, 1985г).

На Тектонической карте Баренцева моря и севера Европейской части России [6] северный блок включен в состав Свальбардской плиты с гренвильским основанием. Позднее В.В. Орго [3], а затем И.Ю. Винокуровым с соавторами [2] была представлена модель, согласно которой фундамент Новой Земли состоит из трёх разновозрастных блоков (террейнов) – Южного (в тех же границах и того же возраста, что и в прежних схемах), Центрального, охватывающего бóльшую часть архипелага к северу от продолжения Байдарацого разлома, с гренвильским (или готским?) возрастом, и Северного, включающего северную оконечность Новой Земли приблизительно севернее 76°с.ш. Возраст фундамента Северного блока, как части Карского блока, принят дорифейским, а также на том основании, что здесь «фиксируется непрерывный разрез осадков… от *среднего* рифея по пермь» [2]. Следует заметить, что никаких сведений о присутствии в разрезе отложений древнее позднего рифея-венда (наши сборы, определения микрофоссилий Н.С. Михайловой, ИГиГД, Ленинград) нет.

Последующие геохронометрические определения, выполненные из метаморфических пород и прорывающих их гранитоидов района губы Сев. Сульменёвой различными методами, помимо единичных гренвильских и более древних возрастных пиков дают преимущественно байкальские (тиманские) возраста. Интересен и тот факт, что из заведомо фанерозойских по геологическим данным образований (например, из жил гранитов, прорывающих и метаморфизующих верхнедевонские вулканогенно-осадочные образования и силлы долеритов района губы Сев. Сульменёвой, а также из самих силлов, насыщающих верхнедевонские слои в районе губы Машигина) получены только тиманские датировки цирконов. Цирконы из упомянутых выше гранитоидов Митюшева Камня, перекрытых аркозовыми псефито-псаммитовыми осадками силура, возможно, с корой выветривания в основании, также имеют тиманские возраста. Несмотря на то, что эти граниты расположены севернее Байдарацкого разлома, т.е. в пределах более древнего (как ранее предполагалось) Северного блока, ранее мы связывали их внедрение с тиманской орогенией Южного блока. Более того, K-Ar возраст ксенолита пироксенитов из молодого (1.6млн. лет) вулкана на востоке о. Северный оценен И.А.Загрузиной (ВСЕГЕИ, 1985г) в 600млн. лет.

В свете изложенных выше данных по геохронометрии цирконов, возраст фундамента Северного блока следует считать преимущественно байкальским (тиманским). Вместе с тем, скорее всего, в него впаяны блоки более древнего, в частности, гренвильского, субстрата, иначе сложно объяснить отсутствие видимого углового несогласия между кембрийскими и подстилающими их допалеозойскими отложениями на крайнем северо-западе архипелага в районе залива Иностранцева. В связи с этим, встаёт вопрос о границах допалеозойских Свальбардской (гренвильской) и Тимано-Печорской (предордовикской) плит. Первая из них была существенно переработана каледонской орогенией. По-видимому, её крайним восточным форпостом (микроконтинентом?) в Баренцевом море является Адмиралтейское поднятие, которое, уже начиная с кембрия, поставляло обломочный материал в более восточные районы, что запечатлено в осадочных разрезах центральных областей

Новой Земли. Так, в отложениях ордовика-силура мыса Сахарова присутствуют единичные цирконы с каледонскими датировками, а из гранитоидного валуна конгломератов силура юго-запада Северного острова Новой Земли получена датировка циркона 479млн. лет. Имеющиеся скудные данные по Земле Франца-Иосифа (Ar-Ar возраст слюды из филлитов, резко несогласно перекрытых отложениями карбона) указывают на байкальский возраст фундамента. Соответственно, в первом приближении, граница Свальбардской плиты проходит западнее Новой Земли, вероятно включая и часть акватории, отвечающей Восточно-Баренцевскому мегапрогибу, и далее следится к западу? от Земли Франца-Иосифа, а Байдарацкий разлом в этой части разграничивает байкалиды (тиманиды) Тимано-Печорской области и байкалиды Северного блока с многочисленными блоками более ранней консолидации.

II. О возрастном диапазоне проявления окончательного структурообразующего орогенеза.

Относительный диапазон проявления окончательного структурообразующего орогенеза в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе устанавливается на основании перекрытия на Пай-Хое деформированных совместно с палеозоем триасовых слоёв субгоризонтально залегающими чехольными осадками средней-верхней юры. Более узкие возрастные рамки устанавливаются по геохронометрии цирконов из коллизионных гранитов и постколлизионных даек, а также по Ar/Ar и K/Ar датированию пород и минералов. Тела молодых гранитоидов известны вдоль восточного и западного побережий о. Северный. Их внедрение на востоке архипелага проходило в две фазы, датированные U-Pb методом по циркону соответственно (ЦИИ ВСЕГЕИ, А.Н.Ларионов, SIMS): Iфаза (2010г) - 251±2 и IIфаза (2006г) -249±1.1млн. лет, т.е. границей перми-триаса и индским веком. Ar/Ar возраст биотитов из гранитов IIфазы (П.Копленд, Хьюстон, США, 1996г) несколько более молодой - 244±0.8млн. лет. Ещё более молодые возраста получены K/Ar методом (ВСЕГЕИ, И.А.Загрузина, 1985г) - 196±11млн. лет по валу и 213±11млн. лет по биотиту.

Ar/Ar возраст гранитов запада Новой Земли по калиевому полевому шпату (П.Копленд, Хьюстон, США, 1996г) -, а K/Ar датировки по валовому составу гранитов (ВСЕГЕИ, И. Полевая, 50-ые годы XX века) – от 240-230 до 180млн. лет. Наиболее молодая Ar/Ar датировка из посторогенных даек щелочных габброидов севера о. Южный – 218.8±1.4млн. лет.

Заметим, что нередко при заключении об U-Pb возрасте образцов из пород губы Сев. Сульменёвой и Митюшева Камня аналитики приводят помимо байкальских и молодые датировки (от 235±11 до 189±22, а, в одном случае, даже 89±42 млн. лет). Эти молодые датировки аналитик И. Уолкер (Хьюстон, США), как правило, сопровождает комментарием: «могут не иметь геологического значения». Из одной пробы гранита (район Митюшева Камня, залив Енисей), визуально близкого по облику гранитам, прорывающим фаунистически охарактеризованные нижнедевонские известняки, помимо байкальских (от 719.9±3.3 до 725.7±3.2 млн. лет) цирконов, присутствуют единичные цирконы с возрастом 215-220млн. лет. Такая заражённость палеозойских и мезозойских магматических пород центральных районов архипелага байкальскими цирконами лишний раз свидетельствует в пользу вывода о преимущественно байкальском возрасте фундамента.

Возрастной диапазон проявления окончательного структурообразующего орогенеза в Пайхойско-Новоземельской складчатой системе, принимая во внимание изложенные выше сведения и K-Ar датировки торасовейского монцонит-сиенитового комплекса на Карском побережье Пай-Хоя (272-218млн. лет по валовому составу и 250±9, 244±5, 239±9 и 230±9млн. лет по биотиту), охватывает интервал от 260-255 до 230-190 (?) млн. лет. Вместе с тем, кульминация орогенических событий, судя по U-Pb датировкам восточного берега о. Северный, была достаточно кратковременной (возраст I-гранитов - 251±2, а S-гранитов -249±1.1млн. лет). K-Ar датировки, как правило, чутко

реагируют на все последующие тектоно-термальные события и позволяют оценивать возрастной диапазон орогенеза вплоть до конца триаса, тем более, что на западе архипелага в зоне т.н. Главного Новоземельского разлома проявлены и многочисленны молодые тектонические подвижки с зонами милонитизации и катаклаза, в том числе, - и в гранитоидах, прорывающих верхний палеозой.

Однако Ar/Ar возраст гранитов (256±2млн. лет) запада Новой Земли не вписываются в представления об общем направлении коллизии с востока на запад. К тому же недавно из этих же гранитов, прорывающих и метаморфизующих нижнедевонские известняки и не отличимых от гранитов, рассекающих в зоне этого же разлома отложения вплоть до пермских, была получена U-Pb датировка (А.Н. Ларионов, 2010г) 382±3млн. лет. Это время (самый конец живета и ранний фран) на Новой Земле ознаменовалось базальтовым существенно толеитовым магматизмом (близким магматизму Канино-Тиманском региона), который фиксировал рифтогенный этап и заложение в Пайхойско-Новоземельском регионе новой структурно-формационной зональности с превалированием в западных районах – карбонатного, а в восточных районах карбонатно(с родохрозитами)-кремнисто-глинистого осадконакопления, сменившегося в середине перми флишем, а затем (в самом конце перми- начале триаса) молассоидами. Если доверять этой цифре, то появление на крайнем западе Новой Земли позднекаледонско-элсмирских гранитов объяснить очень трудно.

Выводы

1. Данные по геохронометрии цирконов из допалеозойских и более молодых образований свидетельствуют о преимущественно байкальском возрасте фундамента на Новой Земле. Байдарацкий разлом разделяет Южный байкальский (тиманский) блок и более Северный также байкальский блок, но содержащий многочисленные мелкие блоки преимущественно гренвильской консолидации.

2. Граница гренвильской Свальбардской плиты, существенно переработанной каледонскими событиями, и более западной Баренцево-Южнокарской плиты с гетерогенным, но преимущественно байкальским фундаментом, проходит, вероятно, западнее Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Из этого следует, что если рассматривать участки отсутствия гранито-метаморфического слоя в этом мегапрогибе в качестве реликтов древнего океана (что, с нашей точки зрения, неверно), то эти реликты океана байкальского (тиманского) возраста.

3. Судя по U-Pb возрасту цирконов из двухфазного гранитоидного массива на востоке о. Северный Новой Земли пик коллизионных событий был кратковременен – не более 2млн. лет, а время последующих менее значительных структурообразующих событий, выраженных тектоно-термальными преобразованиями K-Ar систем, охватывало значительный возрастной диапазон – до 50млн. лет.

4. Ряд данных U-Pb датирования цирконов вызывает сомнения в «безгрешности» метода SHRIMP; в частности получения возрастов цирконов, не имеющих возрастных магматических аналогов в природе, но основании чего, например, делаются выводы о сравнительной кратковременности предордовикского перерыва в осадконакоплении на Новой Земле и этот перерыв коррелируется по времени с перерывом внутри низов палеозоя Северной Земли [7].

Литература

1. *Бондарев В.И.* Пайхойско-Новоземельская складчатая система// Тектоника Европы. М., 1964. С. 255-259.
2. *Винокуров И.Ю., Каленич А.П., Егоров А.С.* Особенности глубинного строения и геодинамики Баренцево-Карского региона// Свзь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV междунар. конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 1часть. 2008. С. 95-98.
3. *Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н. и др.* Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения/ СПб, ВНИИОкеангеология. 2004. 174с.

4. *Ковалёва Г.Н.* История становления тектонической структуры Южного острова Новой Земли. – Автореферат кандид. дисс. М., 1984. 16с.
5. *Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.* Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб, Недра. 1992. 196с.
6. Тектоническая карта Баренцева моря и Севера Европейской части России/ Ред. Н.А.Богданов, В.Е. Хаин. М., ИЛ РАН. 1996. 101с.
7. *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Paleozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr// Journal of the Geological Society, London. Vol. 166, 2009/ pp. 517-527.

«ЖИВОЕ ВЕЩЕСТВО» КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТНЫХ СОСТАВОВ ЛИТОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Корж В.Д.

Учреждение Российской Академии Наук Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Россия (okean41@mail.ru)

В работе [1] В.И.Вернадский писал: «Биосфера включает в себя земную тропосферу, океаны и тонкую пленку в континентальных областях, уходящую на глубину не менее, чем на три километра. Человек стремится увеличить размеры биосферы. Биосферу определяют как область жизни, однако более точно ее следует определить как оболочку, в которой могут происходить изменения, вызванные приходящим солнечным излучением. Вещество, составляющее биосферу, существенно неоднородно, и мы различаем косное и живое вещество. Косное вещество резко преобладает по массе и объему. Происходит непрерывная миграция атомов из косного вещества биосферы в живое и обратно.…**Живое вещество** охватывает и регулирует в области биосферы все или почти все химические элементы. Они все нужны для жизни и все попадают в состав организма *не случайно*. Нет особых, жизни свойственных элементов. Есть господствующие. ***Жизнь есть планетное явление* и определяет основным образом химизм, миграцию химических элементов верхней земной оболочки – биосферы, *миграцию всех химических элементов*».**

Определение элементного состава и свойств биосферы является одной из наиболее актуальных и сложных проблем, сформулированных В.И.Вернадским [1]. Ключевым моментом исследования специфики формирования элементного состава биосферы является определение закономерностей перераспределения средних концентраций элементов между различными фазами: твердой - жидкой - газообразной (литосфера - гидросфера - атмосфера), происходящего в результате глобального непрерывного процесса переработки косной материи живым веществом. Наша задача - исследовать такой процесс в системе литосфера - гидросфера с учетом интегрального участия в этом процессе живого вещества. При этом необходимо учитывать, что различие между элементными составами протолитосферы и биосферы возможно определить лишь при условии нахождения закономерностей эволюции элементного состава биосферы.

В последние годы появились работы по исследованию эволюции геологических процессов в истории земли [2, 12, 13], эволюции морских осадков и осадочных пород [9, 11], химической эволюции гидросферы [10]. Наша работа по исследованию эволюции элементного состава биосферы (литосферы, гидросферы) является первой попыткой решить эту проблему, используя современные методологические принципы [4].

Элементный состав мы рассматриваем как целостную систему, обладающую собственным уровнем организации и эмерджентностью, т.е. несводимостью свойств системы к сумме свойств элементов ее составляющих. Проходя через «живое вещество», косная материя изменяется в сторону уменьшения хаоса и образования новой структуры. В этом процессе особую роль играет совокупность взаимоотношений элементов структуры (системы). Следовательно, используемая методология предполагает подчиненность элементов системы общим законам эволюции системы.

А.П. Виноградовым опубликованы данные о содержании химических элементов в главных типах пород земной коры и в каменных метеоритах [3], которые легли в основу наших построений. Графический способ сопоставления среднего элементного состава каменных метеоритов и литосферы, представленный на рис.1 приводит к выявлению следующих групп элементов: $C_{мет.} >> C_{лит.}$ - всего 11 элементов, $C_{мет.} \sim C_{лит.}$ - 18 элементов и $C_{мет.} << C_{лит.}$ – 42 элемента. Коэффициент корреляции между

представленными в логарифмической форме концентрациями элементов в протопланетном веществе и в литосфере для 71 изученного химического элемента равен 0,87. Тангенс угла наклона регрессионной прямой равен 0,75. Это численное значение тангенса является количественной оценкой фактора нелинейности общего процесса эволюции элементного состава в системе протолитосфера – «живое вещество» – биосфера

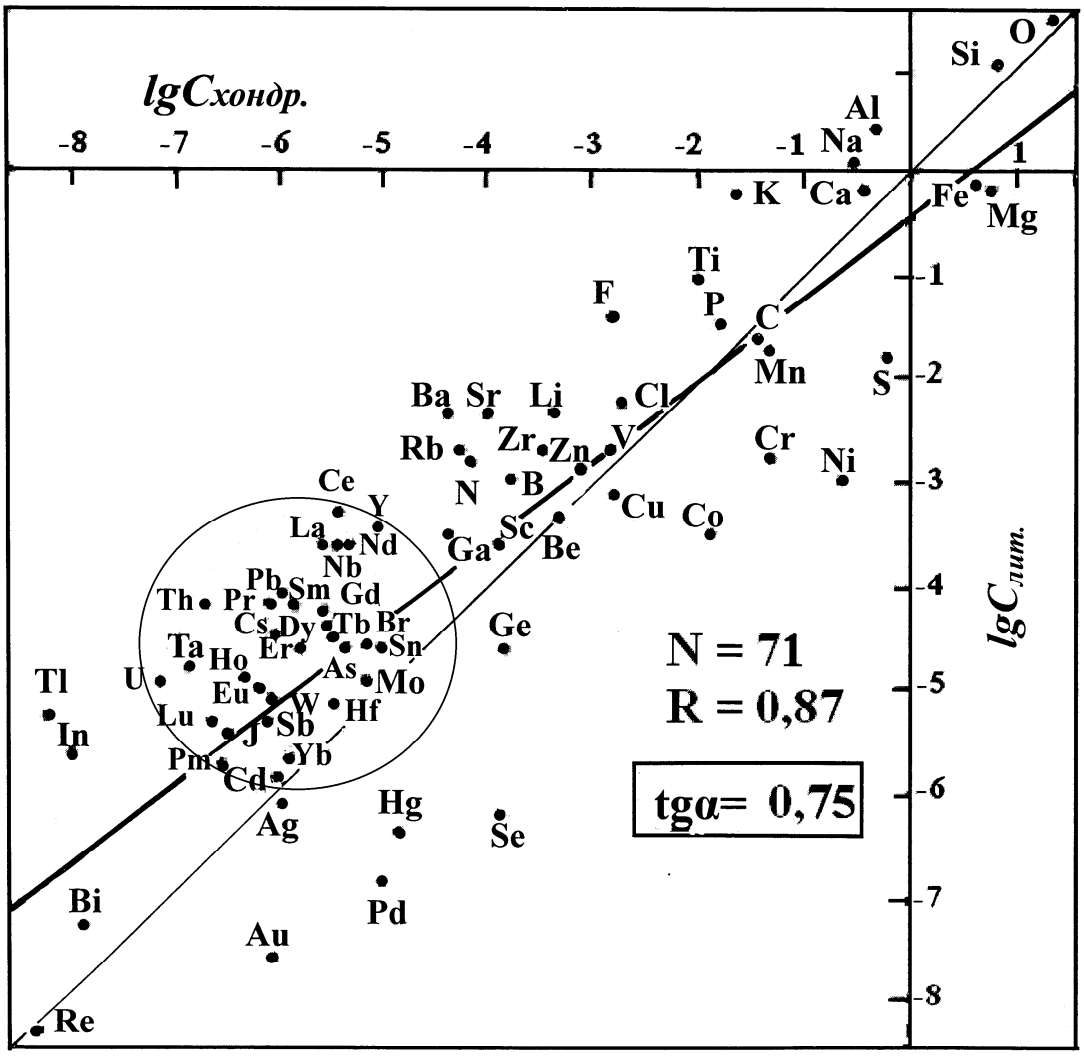


Рис. 1. Соотношение между концентрациями элементов в хондритах и литосфере

Установленная закономерность позволяет количественно оценить тенденцию процесса переработки косной материи «живым веществом» на поверхности Земли. Этот процесс приводит к общему относительному увеличению в твердой фазе концентраций химических элементов по мере уменьшения их распространенности в окружающей среде [8, 14]. Следовательно, перевод химических элементов в менее растворимое соединение - это общая специфическая реакция "живого вещества" на дефицит их концентраций в среде обитания.

Новый подход к исследованию элементного состава литосферы позволил объяснить закономерность, выявленную А.П.Виноградовым [2]: изотопы, содержащиеся в меньших концентрациях в изотопной смеси, в общем более активно "накапливаются в породах, лежащих ближе к поверхности Земли". Элементный и изотопный составы поверхности литосферы закономерно отличаются от таковых в глубинных ее слоях. На это указывал В.И.Вернадский в работе "О геохимическом

равновесии биосферы". Поскольку изученность элементного состава поверхностного слоя литосферы значительно превосходит изученность глубинных слоев, есть основание полагать, что средний элементный состав литосферы, представленный в работе Виноградова [3], отвечает в основном среднему составу биосферы.

При изучении закономерностей формирования элементного состава гидросферы воспользуемся, так же как и в случае исследования литосферы, методологией синергетического подхода. Оставив в стороне вопрос о процессах в отдельных частях системы, будем оперировать только понятиями "вход-выход". Океан мы рассматриваем как сложную открытую саморазвивающуюся систему с процессами трансформации вещества, на геохимических барьерах река-море и океан-атмосфера (места «сгущения жизни» [5-7].

График зависимости среднего элементного состава океанской и речной воды представлен на рис.2. При количестве изученных элементов, равном 64, коэффициент корреляции равен 0,94. Линия, соответствующая уравнению, полученному методом линейной регрессии, составляет с осью абсцисс угол 34°, tg α = 0,67. Обращает на себя внимание тот факт, что все элементы расположены по одну сторону от линии (или на самой линии), образующей с осью абсцисс угол, тангенс которого равен 0,70.

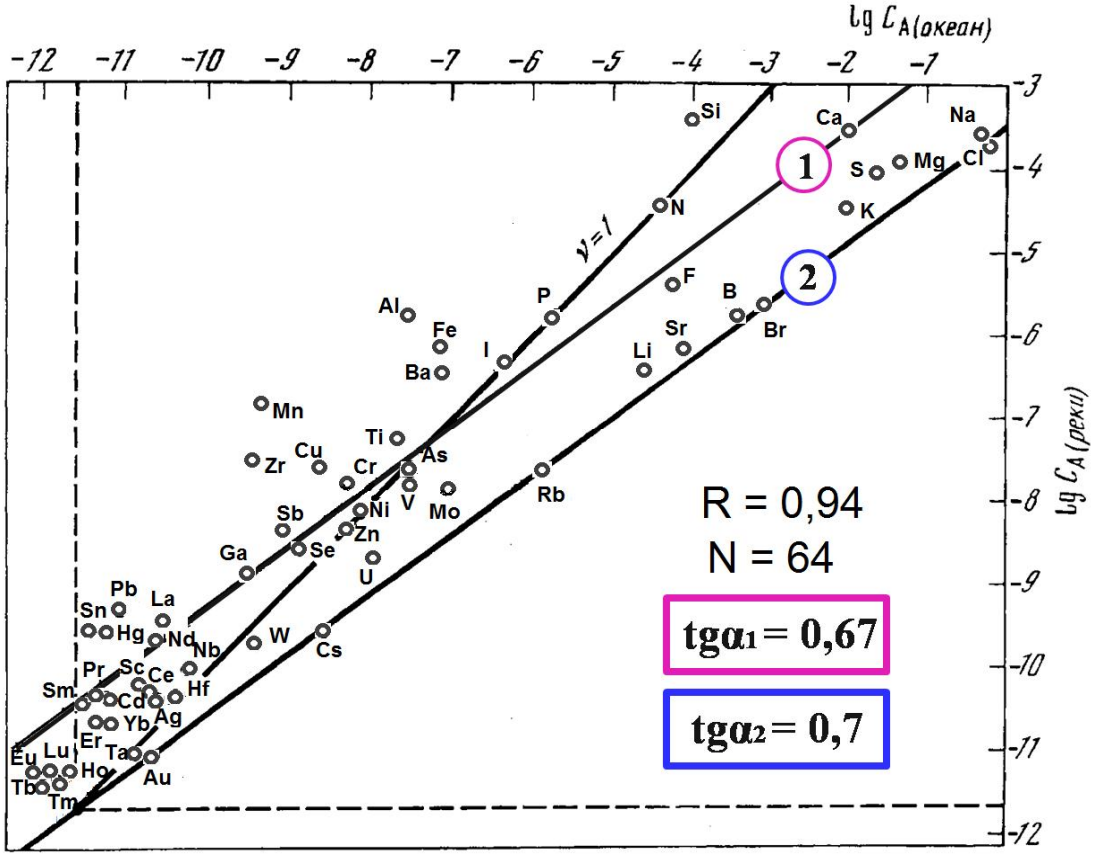


Рис. 2. Соотношение средних концентраций элементов в океане и речном стоке

Было установлено, что линия, проходящая через Cl, Na, B, Br, Sr, Li, Rb, Cs, Tl и Au , объединяет элементы с большими различиями их химических и физических свойств общим законом трансформации и миграции вещества на геохимическом барьере океан-атмосфера [5, 6]. Характерной особенностью элементов, расположеннных на этой линии, является сбалансированность их потоков в системе океан - континент - океан. Она описывается уравнением: $C_{A(реки)} = 10^{-3,4} C^{0,7}_{A(океан)}$.

Практическое равенство тангенса угла наклона линии, полученной методом линейной регрессии, и линии, отражающей

закономерность трансформации и миграции вещества на барьере океан-атмосфера (рис.2), свидетельствует о равенстве констант нелинейности процессов перераспределения средних элементных составов между растворенной и твердой фазами на абсолютно разных геохимических барьерах океан-атмосфера и река-море. Принципиальная общность геохимических барьеров состоит в том, что они являются местами «сгущения жизни». Регрессионный анализ позволил выявить общую тенденцию относительного увеличения концентраций микроэлементов в твердой фазе (и соответствующего уменьшения в растворе) в результате переработки косной материи «живым веществом» как в литосфере, так и на геохимических барьерах океан-атмосфера и река-море. Выявленный нами общий нелинейный характер зависимости процессов перераспределения средних элементных составов между растворенной и твердой фракциями в веществе, проходящем через барьеры литосфера – «живое вещество» - гидросфера; река – «живое вещество» - море; океан – «живое вещество» - атмосфера от их исходных концентраций приводит к принципиально важному выводу. Биогеохимическое поведение элементов, находящихся в природе в микроконцентрациях в общем случае не повторяет поведение их химических аналогов, содержащихся в литосфере и гидросфере в макроконцентрациях. Иначе говоря, перераспределение элементов в биосфере между растворенными и не растворенными формами, проходящее с участием «живого вещества», зависит не только от их химических свойств, но в большой мере от их распространенности. Особенно важно это учитывать при решении экологических проблем, а также при исследовании поведения радиоактивных изотопов в биосфере.

Заключение

1. Найдены общие закономерности перераспределения средних элементных составов в биосфере между твердой и жидкой фазами, проходящего при участии «живрго вещества». Этот процесс наиболее активен на биогеохимических барьерах, т.е. в местах «сгущения жизни», и проходит по ранее неизвестному **нелинейному закону.**

2. Установлено, что результатом этого процесса является общее относительное увеличение в твердой фазе концентраций химических элементов по мере уменьшения их распространенности в окружающей среде.

3. Следовательно, перевод химических элементов в менее растворимые соединения - это общая специфическая реакция «живого вещества» на дефицит их концентраций в среде обитания.

4. Этот процесс, проходящий в разных геосистемах имеет практически один и тот же показатель нелинейности (v), равный приблизительно 0,7 (протолитосфера - «живое вещество» - осадочные породы v = 0,75; река – «живое вещество» – океан v = 0,67; океан – «живое вещество» - атмосфера v = 0,7). Для современного уровня знания фактического материала эти оценки показателя нелинейности практически неразличимы.

5. Таким образом, удалось установить существование и получить количественную оценку **универсальной константы нелинейности процесса эволюции элементного состава биосферы.**

Литература

1. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы и ее окружения. М.:Наука.2001.376 с.
2. *Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд. АНСССР. 1959. 44 с.
3. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. N.7. С. 555- 571.
4. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Основания синергетики. С.-Пб. «Алетейя». 2002. 414 с.
5. *Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука. 1991. 243 с.
6. *Корж В.Д.* Биогеохимические аспекты формирования элементного состава вод Мирового океана. // Проблемы биогеохимии и геохимической экологии.

Труды Биогеохимической лаборатории. Т. 23. Москва: Наука. 1999. С. 6-37.
7. *Корж В.Д.* Геохимические критерии оценки экологического состояния гидросферы// Сибирский экологический журнал. 2001. Том 8. N.2. С. 223-230.
8. *Корж В.Д.* Специфика формирования элементного состава биосферы // Докл. РАН, 2003. Т. 392, № 4, С. 517-520.
9. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.
10. *Посохов Е.В.* Химическая эволюция гидросферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 286 с.
11. *Ронов А.Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.// Геохимия. 1972. №2, С. 137 – 148.
12. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Эволюция химического состава земной коры // Геохимия. 1976. №8, С. 1151 – 1159.
13. Эволюция геологических процессов в истории земли.// Труды совещания, проведенного в Москве 23-24 апреля 1991 г. М.: Наука. 1993. 240 с.
14. *Korzh V.* The general laws in the formation of the elemental composition of the Hydrosphere and Biosphere.// J. Ecologica. 2008. Vol. XV. P. 13-21.

ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СИСТЕМЫ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИДРОСФЕРЕ

Корж В.Д.

Учреждение Российской Академии Наук Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Россия
(okean41@mail.ru)

Аннотация: Элементный состав морей и океанов является результатом процессов миграции и трансформации вещества на биогеохимических барьерах река-море и океан-атмосфера, т.е. в местах "сгущения жизни". Стабильность этих процессов – главное условие стабильности экосистемы гидросферы. Построена Система химических элементов в гидросфере, которая выявила зависимость между тремя основными геохимическими характеристиками растворенных форм элементов. Она может быть использована в качестве экологического эталона естественного геохимического состояния гидросферы.

Современные проблемы нахождения допустимых пределов воздействия техносферы на биосферу, оптимизации взаимодействия техносферы и биосферы, прогнозирования экологических последствий инцидентов в техносфере и организации реабилитации в послеаварийный период предъявляют качественно новые требования к знаниям. Решение этих актуальных проблем требует разработки новых методологических основ изучения глобальных геохимических циклов, создания моделей глобальных процессов массообмена и трансформации веществ, построения геохимических систем элементов. Громадная инерционность океана, сложность его системообразующих связей делают проблему реабилитации гидросферы, в случае глобального нарушения экологического равновесия, практически неосуществимой. Следовательно, стратегия использования и преобразования гидросферы должна учитывать необходимость экологической профилактики, упреждения возникновения глобальных химико-экологических проблем. Это возможно лишь при условии создания геохимических систем растворенных форм химических элементов, обладающих достаточной прогностической способностью.

Количественные исследования элементного состава океанской воды имеют длительную историю связанную, в частности, с именами таких выдающихся ученых, как Бойль, Лавуазье, Гей-Люссак, Ленц и др. [1, 3, 9, 10, 12]. Согласно В.И.Вернадскому, элементный состав океанской воды - это геохимическая константа нашей планеты [2]. Детальные исследования выявили также постоянство характера распределения концентраций отдельных химических элементов в океане. Определены три основных типа распределения концентраций элементов [6]:

1) консервативный – элементы имеют одинаковую и неизменную во времени и пространстве концентрацию, отнесенную к общей солености;

2) биогенный – содержание элементов в поверхностных водах уменьшается вплоть до полного исчезновения в результате процессов потребления и удаления растительными организмами;

3) литогенный – сложный характер распределения концентраций элементов, которые, попадая в океан с речным стоком и эоловым материалом, выводятся практически полностью в осадок.

Ключевым моментом исследования специфики формирования элементного состава биосферы является определение закономерностей перераспределения средних концентраций элементов между различными фазами - твердой - жидкой - газообразной (литосфера - гидросфера - атмосфера), происходящего в результате глобального непрерывного процесса переработки косной материи живым веществом [2, 4, 7, 8, 11]. Наша задача - исследовать такой процесс в системе литосфера - гидросфера с учетом интегрального участия в этом процессе живого вещества ("живых пленок и сгущений"). Удалось доказать, что процесс формирования элементного состава океанской воды практически полностью

определяется соотношением скоростей трансформации и массопереноса растворенного вещества [4, 5-7, 11]. Химический состав морей и океанов является результатом процессов миграции и трансформации вещества на биогеохимических барьерах река-море и океан-атмосфера, т.е. в местах "сгущения жизни". Стабильность этих процессов – главное условие стабильности экосистемы гидросферы.

Нами разработана методология синергетического подхода к изучению закономерностей формирования элементного состава гидросферы [5-8]. Моря и океаны мы рассматриваем как сложные саморазвивающиеся открытые системы с бесчисленными процессами трансформации вещества, проходящего через геохимические барьеры. Результатами этих процессов являются: средний элементный состав океана, средний элементный состав донных осадков и т.п. При этом элементный состав необходимо рассматривать как целостную систему, а не сумму отдельных элементов [5-8, 11].

Для выявления общих закономерностей таких процессов необходимо включить в рассмотрение все исследованные химические элементы. Графическая форма представления эмпирического материала здесь наиболее удобна и продуктивна. Значения концентраций различных элементов в гидросфере находятся в пределах двенадцати порядков. Поэтому при графическом сопоставлении концентраций их следует выражать в логарифмической форме. Таким способом впервые удалось обнаружить, что характер распределения растворенных форм элементов в океане раскрывается через отношение их средних концентраций в океанской и речной воде [6, 7], а именно (рис.1):

Консервативный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} > C_{A(реки)}$

Биогенный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} \sim C_{A(реки)}$

Литогенный тип распределения в океане - $C_{A(ок)} < C_{A(реки)}$

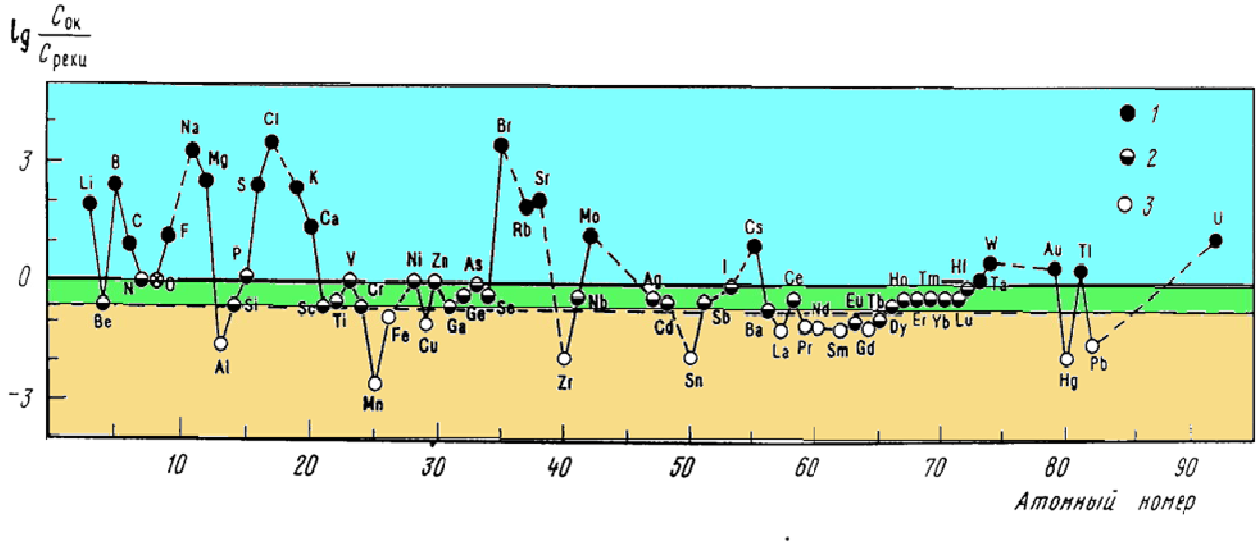


Рис. 1. Отношение средних концентраций растворенных форм химических элементов в океанской и речной воде и типы их распределения в океане: 1 — консервативный, 2 — биогенный, 3 — литогенный

Новая системная методология привела к постулату: <u>геохимическая особенность каждого элемента определяет своеобразие зависимости между его содержанием (средней концентрацией) в океане и интенсивностью процессов его миграции через барьерные зоны гидросферы</u> [6,7]. Графический способ представления постулата обладает наибольшей информативностью в случае, когда сопоставление интенсивности глобальных процессов переноса элементов в барьерных зонах гидросферы с их средними концентрациями в океане осуществляется на плоскости **lg $C_{ок}$ - lg $t_{ок}$** (рис.2), где **$C_{ок}$** - концентрация элементов в океане (моль/л);

$t_{ок}$ – время пребывания элементов в океане, определяемое как частное от деления общего количества элемента, растворенного в океане, на его количество вносимого в океан с речным стоком (в растворенной форме) за год.

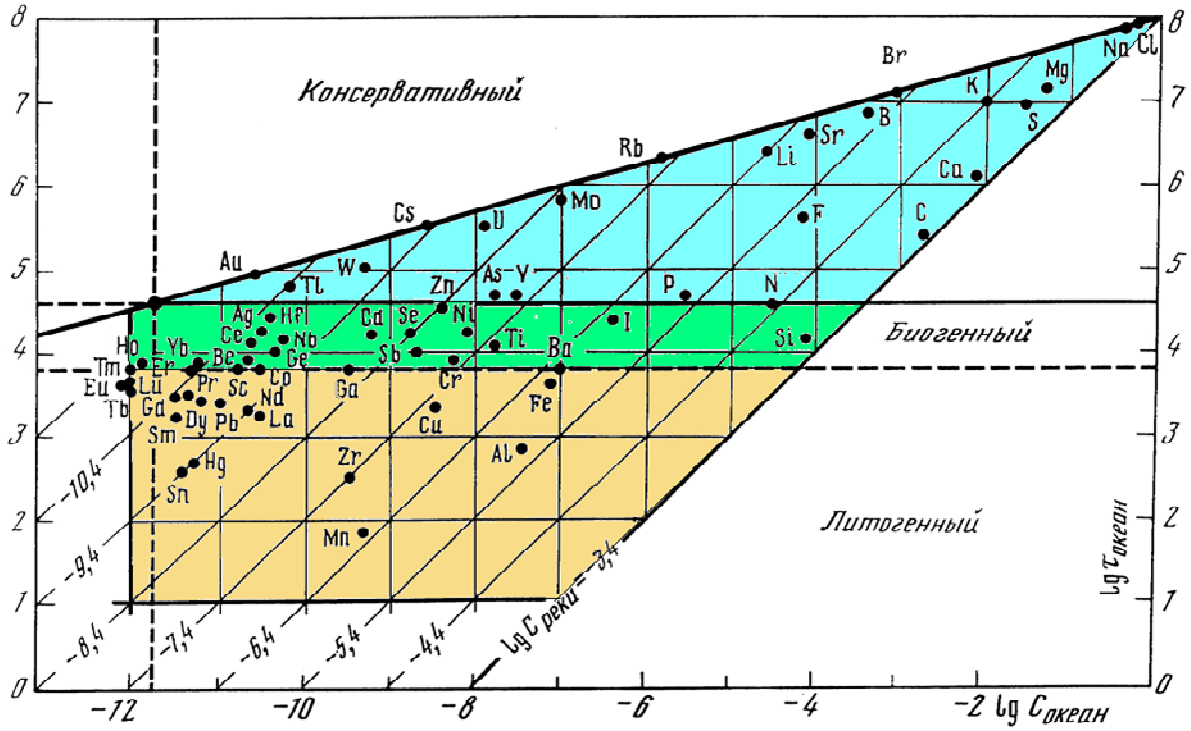


Рис. 2. Система химических элементов в гидросфере

На графике представлены основные геохимические сведения о растворенных формах элементов в гидросфере. Линии, параллельные оси ординат, позволяют определить концентрации в океане растворенных форм химических элементов. Линии, параллельные оси абсцисс, позволяют определить время пребывания растворенных форм элементов в океане и являются геометрическим местом точек, для которых отношение концентрации элементов в океане к их средним концентрациям в речном стоке - величина постоянная. Линии, проходящие под углом 45° к осям абсцисс и ординат, выявляют средние концентрации элементов в речном стоке (моль/л) в растворенной форме.

Элементы на этом системном графике (рис.2) образуют группировки, отражающие общность их геохимических свойств. Линия, проходящая параллельно оси абсцисс через t = **40000 лет** (время пребывания воды в океане), разделяет консервативно и не консервативно распределенные в океане элементы. К этой линии примыкают элементы, имеющие в океане биогенный тип распределения, что выявляет характерную особенность таких элементов - приблизительное равенство их средних концентраций в океанской и речной воде. Геохимическая система элементов выявила также группу элементов, условно названных литогенными, характерной особенностью которых является потеря большей части их речного стока на барьере река-море. Прямая, объединяющая Cl, Na, Br, B, Sr, Li, Rb, Mo, U, Cs и Au выявляет элементы, главную роль в геохимической судьбе которых играют процессы их циклического переноса в системе океан-атмосфера-континент-океан [5, 6].

Система позволила определить зависимость между тремя основными геохимическими характеристиками растворенных форм элементов в гидросфере: средние концентрации в океане, в речном стоке и тип распределения в океанской воде. Таким образом, мы получили возможность использовать две из трех указанных геохимических характеристик для теоретического определения (предсказания) третьей.

Прогностические свойства Системы

рассмотрим на примере следующих элементов: Be, Tl, Au, P, V, I и Zn. Содержание Be и Tl в океанской воде достаточно изучено. Однако до недавнего времени отсутствовали данные о среднем содержании этих элементов в речном стоке. Бериллий отнесен к группе элементов биогенного типа распределения концентраций в океане. Следовательно, в геохимической Системе бериллий должен находиться среди элементов такого типа распределения, что приводит к выявлению величины его средней концентрации в речном стоке в интервале $(2\text{-}14)\cdot10^{-11}$ моль/л. Таллий имеет консервативный характер распределения в океане. Средняя величина его концентрации в речном стоке, согласно геохимической системе, должна находиться в интервале концентраций $(1\text{-}6)\cdot10^{-11}$ моль/л. Содержание золота в океанской и речной воде изучено, и такие данные опубликованы. Однако вопрос о характере распределения его концентраций в океане оставался нерешенным. Система позволила определить, что золото в океане имеет консервативный характер распределения. Последующие исследования подтвердили наши предсказания [12].

Явное несоответствие расположения в геохимической Системе цинка среди литогенных элементов и его биогенным типом распределения в океане позволило нам определить, что оценка средней концентрации цинка в речном стоке, по прежним оценкам в 100 раз превышает ее истинную величину. В работе [12] мы нашли хорошо обоснованное подтверждение правильности сделанного нами вывода о том, что естественная природная средняя концентрация цинка в речном стоке на два порядка ниже, чем величина, приведенная в прежних работах. Таким же образом, используя геохимическую Систему элементов, удалось доказать, что превышение современной оценки средних концентраций в речном стоке фосфора, ванадия и йода [10] соответственно в 5, 12 и 40 раз по сравнению с более ранней оценкой [3] не является результатом антропогенного влияния, а обусловлено в основном несовершенством прежних способов отбора и подготовки проб к анализу, а также нерегулярностью исследования и недостаточной представительностью прежних данных по содержанию фосфора, ванадия и йода в речных водах.

Система создана в рамках современных знаний о содержании химических элементов в океане и речном стоке. Уточнение этих знаний, а также знаний процессов обмена элементами на всех геохимических барьерах гидросферы, приведет к ее развитию и совершенствованию. Уже в настоящее время с ее помощью удалось с большой точностью предсказать величину ежегодной поставки в океан речным стоком в растворенной форме Be, C, N, Ge, Tl, Re, исправить и уточнить эту оценку для P, V, Zn, Br, I, определить характер распределения в океане W, Au и U. В дальнейшем будет возрастать роль Системы как экологического эталона естественного, нормального геохимического состояния гидросферы.

Литература

1. *Брусевич С.В.* О солевом составе вод Мирового океана и его изменении во времени// Океанология. 1965. Т.5. Вып.2. С.193 - 205.
2. *Вернадский В.И.* Живое вещество и биосфера. М.: Наука.1994. 672 с.
3. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука.1967. 215 с.
4. *Лебедев В.Л., Айзатулин Т.А., Хайлов К.М.* Океан как динамическая система. Л. Гидрометеоиздат, 1974. 200 с.
5. *Корж В.Д.* Закономерность фракционирования химических элементов в процессе их выноса из океана в атмосферу// Докл. АНСССР. 1987. Т.292. N. 4. С. 822 - 827.
6. *Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. М.: Наука. 1991. 243 с.
7. *Корж В.Д.* Биогеохимические аспекты формирования элементного состава вод Мирового океана// Проблемы биогеохимии и геохимической экологии. Труды Биогеохимической лаборатории. Т. 23, М.: Наука. 1999. С. 6-37.
8. *Корж В.Д.* Специфика формирования элементного состава биосферы // Докл. РАН, 2003. Т. 392, № 4, С. 517-520.
9. *Хорн Р.* Морская химия. М.: Мир. 1972. 400 с.

10. *Bruland K.W*. Trace elements in sea-water, Chemical Oceanography. London: Academic Press. 1983. Vol.8. Chapter 45. P. 157 - 220.
10. *Korzh V*. The general laws in the formation of the elemental composition of the Hydrosphere and Biosphere.// J. Ecologica. 2008. Vol. XV. P. 13-21.
11. *Nozaki Y*. Trace Elements in Seawater: the mean concentrations and North Pacific profiles// J. Chikue Kagaku. Jpn. 1992. Vol. 26. P. 35-39.

ОСОБЕННОСТИ ОПОЛЗНЕОБРАЗОВАНИЯВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙКОТЛОВИНЫ, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Корженков А.М., Абдиева С.В., Керимбаева Д., Фортуна А.Б., Чаримов Т.А.

Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек (amkor61@yandex.ru)

Южная часть Иссык-Кульской впадины никогда не рассматривалась как сейсмически опасный район. На последней карте сейсмического районирования Кыргызской Республики 1996 года IX-балльная зона, имеющая место в ЮЗ и ЮВ Прииссыккулье, здесь разорвана. Подобный факт объясняется отсутствием сильных землетрясений в период инструментальных сейсмологических наблюдений, а также недостаточной изученностью имеющихся здесь палеосейсмодислокаций.

Нами были произведены полевые исследования скальных оползней в долинах р. Тоссор и Чон-Кызылсуу, а также оползней в полускальных и рыхлых отложениях в бассейне р. Актерек-Восточный Южного Прииссыккулья.

Было установлено, что тело Тоссорского оползня (площадью более 1 кв. км) состоит из двух значительных и приблизительно равных по объему частей: А) недезинтегрированный блок, претерпевший лишь короткую транспортировку и остановившийся близ плоскости отрыва и Б) раздробленная и уже частично перемытая часть, претерпевшая длительную транспортировку и свалившаяся в долину сухого сая Тегерек (левого притока р. Тоссор). К югу от оползневой массы – на правом склоне долины сухого ручья Тегерек выявлен сейсморов – выход древнего сейсмического разрыва на поверхность. По всей видимости, именно подвижки по этому разрыву привели к схождению Тоссорского скального оползня, как впрочем, и других - меньших по масштабу оползней в бассейне Тегерек-Сая. Вышеперечисленные дислокации составляют эпицентральную зону древнего землетрясения, выявленного нами впервые.

Также было установлено, что свальные массы, находящиеся на правом склоне долины р. Чон-Кызылсуу являются так называемыми «мобилизированными моренами» – отложениями древнего оледенения, сорванными во время голоценового землетрясения и сброшенными вниз – в долину вышеназванной реки. Данный завал подпрудил русло реки Чон-Кызылсуу, что вызвало образования кратковременного озера позади дамбы и накопление озерных отложений. Нами было установлено наличие трех горизонтов сейсмогенных конволюций в вышеупомянутых озерных накоплениях – свидетельств сильных афтершоков.

В совокупности с вышеперечисленными дислокациями, были выявлены другие разновозрастные оползни, развитые в скальных, полускальных и рыхлых породах зоны Пред-Терскейского краевого разлома. Некоторые из них, возможно, сформировались во время Кебинского землетрясения 1911 г. (M=8,2; I=X-XI баллов).

Вышеперечисленные данные свидетельствуют о высоком сейсмическом потенциале Южного Прииссыккулья, что должно послужить изменению исходной балльности на новой Карте сейсмического районирования Кыргызской Республики 2011 года: соединению ветвей IX-балльной сейсмогенерирующей зоны, находящихся в ЮЗ и ЮВ Прииссыккулье.

Исследования скальных оползней на южном побережье озера Иссык-Куль были проведены при финансовой поддержке гранта МНТЦ КР-1668.

ПАРАМЕТРЫ СИЛЬНЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВДОЛЬ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА, КЫРГЫЗСКИЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Корженков А.М., Раст Д., Тибальди А., Абдиева С.В.

Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек (amkor61@yandex.ru)

Мы собрали полученные нами абсолютные датировки палеоземлетрясений, произошедших вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома, и объединили их с данными, опубликованными в литературе. Всего было собрано 55 датировок в 14 урочищах, относящихся к позднему плейстоцену-голоцену. Анализ этих данных привел нас к выводу, что зона Таласо-Ферганского разлома по особенностям латерального распространения землетрясений в целом может быть разделена на три звена. Первое - северо-западное звено начинается от долины р. Куркуреусуна самом западе Кыргызстана и протягивается где-то до долины р. Сары-Булак в Кетмень-Тюбинской впадине. Второе – центральное звено простирается к юго-западу от долины р. Сары-Булак до долины р. Урумбаш (Казарманская впадина) включительно. Третье – юго-восточное звено начинается от долины р. Кылдау и заканчивается в районе южной государственной границы Кыргызской Республики. Из-за неравномерной изученности и скудности существующих материалов очень осторожно следует говорить о сегментации зона Таласо-Ферганского разлома. По имеющимся данным мы выделяем 13 сегментов: 3 – в СЗ звене разлома, 5 или 6 в центральном звене и 4 или 5 в ЮВ звене дизъюнктива.

Анализ и сопоставление полученных материалов позволили нам выявить 18 палеосейсмических событий, из них 17 имели место во второй половине голоцена. Нами определялись также расстояния между урочищами, где были определены абсолютные возрасты сейсмогенных смещений, произошедших (предположительно) во время одного сейсмического события. Эти расстояния нами были условно приняты как минимальные длины сейсмогенных разрывов.

Некоторые экстремальные значения длин разрывов, такие как 270 км и 220 км для землетрясений, произошедших 4530 г. и 1980 лет назад, вызывают и у нас естественное сомнение. Хотя такая протяженность сейсмогенных разрывов теоретически возможна, однако, известные сильнейшие исторические землетрясения Тянь-Шаня демонстрируют нам максимальную длину разрыва, едва достигающую 200 км: например, Кебинское землетрясение 1911 г. Возможно, что в данных (и возможно некоторых других) случаях имело место искусственное объединение различных землетрясений, произошедших в разных частях разлома, но в близких временных рамках. Тем не менее, не исключена возможность последовательного вспарывания многих сегментов вдоль почти всей плоскости Таласо-Ферганского разлома (при обоих землетрясениях объединились 11 сегментов во всех трех зонах дизъюнктива). Примером такого вспарывания на Тянь-Шане является все то же Кебинское землетрясение, во время которого произошло близкое по времени вспарывание 6 сегментов разлома.

Распределение палеоземлетрясений по Таласо-Ферганскому разлому во времени (за исключением отдельных "выскоков") имеет явную выраженность. В интервале 6000 – 4500 лет назад сильные землетрясения имели место в северо-западном звене разлома. Затем сейсмическая активность перекинулась на юго-восточное звено разлома: 4500 – 2500 лет назад. В интервале 2500 – 1500 лет назад сильные землетрясения имели место в центральном и юго-восточном звеньях разлома. Затем сейсмическая активность концентрируется в северо-западном и центральном звеньях

разлома: 1500 – 250 лет назад. Как себя поведет разлом далее не ясно. Тут, по-видимому, может быть два варианта развития событий: 1) сейсмическая активность будет продолжаться в северо-западном и центральном звеньях разлома или 2) скорее всего, перекинется на его юго-восточное звено, где сейчас располагается так называемая "сейсмическая брешь": последнее сильное землетрясение здесь было аж 1720 лет назад!

Важным вопросом в деле долгосрочного предсказания времени проявления сильных землетрясений является их повторяемость. Мы определили интервалы между сильными землетрясениями по Таласо-Ферганскому разлому во второй половине голоцена, где представительность землетрясений является более полной. Они ранжируют от 145 до 850 лет. Таким образом, средняя рассчитанная повторяемость землетрясений по все зоне Таласо-Ферганского разлома составляет 375 лет. Однако среднее арифметическое не всегда является лучшей характеристикой природных явлений. Сопоставление числа сильных землетрясений по разлому с интервалами их проявления, позволило выявить три явных пика проявления землетрясений во второй половине голоцена, разделенных интервалами в 300 лет.

Учитывая все вышесказанное, мы можем предположить, что следующее сильное землетрясение (M>7), скорее всего, произойдет приблизительно через 25 лет: 300 лет минус 275 лет (возраст последнего сильного палеоземлетрясения) в юго-восточном звене Таласо-Ферганского разлома.

Наши расчеты показали, что по палеосейсмологическим данным вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома возможны землетрясения с магнитудой M>7, а при объединении многих сегментов (до 11) максимальная магнитуда может достигать и M=8. Не исключено, однако, что вдоль разломной зоны имело место два или более независимых землетрясения, разделенных коротким интервалом времени. Этот интервал мы не можем выявить из-за значительных ошибок радиоуглеродного метода датирования. Возможно, что имела место кластеризация землетрясений по одной сейсмогенной зоне. В истории сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня подобная кластеризация имела место в конце XIX – начале XX веков. Здесь вдоль так называемой Северотяньшаньской сейсмической зоны всего за 26 лет произошло 4 сильнейших землетрясения: Беловодское 1885 г. с M_{LH} = 6,9; Верненское 1887 г. с M_{LH} = 7,3; Чиликское 1889 г. с M_{LH} = 8,3 и Кебинское 1911 г. с M_{LH} = 8,2. Если палеосейсмологи будут изучать последствия этих землетрясений в 3010 году, используя радиоуглеродный метод, то из-за ошибки метода для них это будут различные сегменты Северотяньшаньской сейсмогенерирующей зоны одновременно активизировавшиеся в 1900 г. плюс-минус 50 лет…

Таким образом, мы понимаем всю условность и приблизительность вышеприведенных попыток произвести сегментацию разломной зоны Таласо-Ферганского разлома и расчетов магнитуд палеоземлетрясений с использованием столь скудных имеющихся данных вдоль зоны разлома длиною 350 км лишь на территории Кыргызстана. Однако надо с чего-то начинать. Последующие материалы по абсолютному возрасту смещенных элементов рельефа, полноценные палеосейсмологические траншеи, которые пересекут всю зону разлома, помогут уточнить вышеприведенные цифры.

Проведенные исследования вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома были проведены при финансовой поддержке гранта МНТЦ № КР-1281, а также НАТО № 983142 (программа «Наука для мира»).

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ КАЧИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ГОРНОГО КРЫМА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Корнейко А.А., Веселовский Р.В.

Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова, Геологический факультет
(ramzesu@ya.ru)

Геологическая история и, в особенности, тектоническая эволюция территории современного Горного Крыма до сих пор остаются предметом жарких дискуссий. В настоящее время всё большую популярность приобретает складчато-надвиговая модель формирования горного сооружения Крыма, описанная, например, в работе В.В.Юдина [4]. При разработке этой модели важную роль играют результаты палеомагнитных исследований, которые позволяют количественно судить о масштабах горизонтальных перемещений отдельных тектонических блоков (террейнов) современного Крыма и, как следствие, оценивать амплитуду надвиговых смещений. Следует заметить, что в мировой практике палеомагнитный метод уже давно широко и успешно используется при исследовании тектонической истории и построении палеотектонических реконструкций складчато-надвиговых и сдвиговых областей.

История палеомагнитных исследований магматических и осадочных комплексов Горного Крыма насчитывает уже более четырёх десятков лет, однако на сегодняшний день обращает на себя внимание отсутствие чётко разработанной схемы палеомагнитной изученности Крыма, не существует базы палеомагнитных определений. Поэтому использование палеомагнитных данных для построения палеотектонических реконструкций Крыма резко ограничено. В работах Д.М.Печерского с соавторами [1, 2] представлены результаты детальных исследований магматических и осадочных образований Горного Крыма, однако они, в большей степени, посвящены объектам, расположенным вдоль южного берега Чёрного моря. В тоже время в пределах второй гряды Крымских гор широко развиты проявления многофазного интрузивного магматизма – дайки, силлы и штокообразные тела диоритов, внедрённые в толщу триасово-юрских пород и, согласно последним данным (ссылки в [3]), не испытавшие впоследствии существенных деформаций. Палеомагнитные исследования этих объектов носили фрагментарный и бессистемный характер [5, 6], хотя надёжные палеомагнитные данные по ним могут иметь важное значение для развития моделей тектонической истории Крымского полуострова. Получение новых палеомагнитных определений по магматическим объектам Крыма особенно ценно, учитывая, что формирование магматических образований Крыма могло происходить в три существенно разнесённые по времени стадии (с позднего триаса по среднюю юру), о чём свидетельствуют, в том числе, полученные недавно результаты трекового датирования цирконов из мезозойских терригенных комплексов Крыма [3].

Поэтому основной целью настоящего исследования является восстановление тектонической эволюции Горного Крыма на основе имеющихся и новых палеомагнитных данных. В рамках данной работы приведены предварительные результаты палеомагнитных исследований нескольких интрузивных тел, выходы которых расположены в пределах Качинского поднятия Горного Крыма.

Летом 2010 г. в ходе рекогносцировочных работ нами был опробован ряд интрузивных тел (большинство из которых не

исследовались ранее палеомагнитным методом) и, в меньшем количестве, эффузивных пород (туфов и туфопесчаников), обнажающихся в долине р.Бодрак, на северной окраине с.Соколиное (левый борт долины р.Коккозка) и в карьере на южной окраине с.Счастливое. Интрузия микродиоритов, вскрытая Первомайским карьером, опробовалась в 8 сайтах (по 2-3 образца), из остальных объектов образцы (по 10-15 штук) отбирались в одном сайте. Обработка палеомагнитной коллекции проводилась по стандартной методике в лабораториях ИФЗ РАН и МГУ с применением детальной температурной магнитной чистки, число шагов которой достигало 14.

Магнитная чистка образцов показала наличие в большинстве из них палеомагнитного сигнала хорошего качества. Первичная интерпретация позволяет считать практически все опробованные объекты перспективными для детального палеомагнитного опробования и дальнейших исследований. Наблюдается согласие направлений выделенных компонент намагниченности с результатами, полученными предыдущими исследователями [1, 2].

Результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости образцов из интрузий долины р.Бодрак показывают, что наблюдаемое распределение осей эллипсоидов анизотропии (длинные оси ориентированы параллельно субмеридиональной плоскости, совпадающей с направлением простирания даек) может свидетельствовать о первичности залегания этих тел, что является дополнительным подтверждением отсутствия значительных дислокаций указанных тел после их внедрения.

Запланированные детальные палеомагнитные исследования этих и других магматических объектов, расположенных в пределах второй гряды Крымских гор, позволят повысить надёжность результатов проведённых рекогносцировочных работ и существенно пополнят базу палеомагнитных данных по Крымскому полуострову.

Литература

1. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А. и др. Петромагнитная и палеомагнитная характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №3. С. 85-104.
2. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника 1993. №1. С. 96-105.
3. Соловьёв А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. №3. С. 74-82.
4. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма // Природа. 1994. №6.
5. Юдин С.В. Палеомагнитные исследования Бодракского субвулканического комплекса Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация. В сб. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сб. докл. III Межд. конф. «Крым-2001»: Крым, Гурзуф, 17-21 сентября 2001 г. Симф.: Таврия-Плюс. 2001. С. 191-193.
6. Юдин С.В. Предварительные результаты палеомагнитных исследований Бодракского субвулканическогокомплекса Горного Крыма. В сб. Геология Крыма: уч. зап. кафедры исторической геологии. Вып. 2. Под ред. В.В.Аркадьева. – СПб.: НИИЗК СПбГУ. 2002. С. 127-130.

К ПРОБЛЕМЕ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА

Короновский Н.В., Демина Л.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(koronovsky@dynamo.geol.msu.ru, lidem06@rambler.ru)

Внутриплитная тектоническая активность и связанный с ней магматизм являются одними из важнейших проблем современной геодинамики. Для объяснения внутриплитного магматизма часто привлекается концепция мантийных плюмов, известная также под названием ***плюм-тектоники*** или ***тектоники плюмов.*** В настоящее время многими исследователями ей придается огромное значение, своего рода альтернативы тектоники литосферных плит. Все большее число проявлений магматизма связывается именно с плюмами. В то же время существование реальных плюмов нельзя считать однозначно доказанным.

Во-первых, существуют определенные трудности в обнаружении корней плюмов методами сейсмической томографии. Прежде всего, не ясно, чем обусловлено отклонение плотностных характеристик вещества в некоторых объемах мантии на десятые доли или первые проценты. Помимо температуры, это может быть разнообразный химический состав, различная степень насыщенности глубинными флюидами, неоднородности напряженного состояния вещества и многое другое. Современные геофизические модели реологии мантии основаны на линейной, ньютоновской зависимости вязкости только от температуры (чем выше температура, тем ниже вязкость). В то же время некоторые исследователи полагают, что реология вещества мантии определяется нелинейными процессами, в которых вязкость сильно зависит от напряженного состояния [4]. Более высокие скорости сейсмических волн могут быть следствием повышенного содержания железа и пониженного магния. Например, в субдуцирующей океанической литосфере отношение Fe/Mg заметно выше, чем в мантии.

Большинство исследователей полагают, что мантийные плюмы зарождаются или в нижней мантии или в слое D", расположенном на ее границе с ядром. Вблизи этой границы обнаружены крупные неравномерно распределенные области разогретой мантии. Однако, магматиты Исландии и Гавайских островов, традиционно считающиеся эталонами плюмовых образований, формировались далеко за пределами контуров проекций на земную поверхность областей разогретой мантии вблизи ядра [7].

Во-вторых, до сих пор не выявлен вещественный индикатор нижнемантийных плюмов в составе магматических пород. Информацию о составе плавящегося источника в первую очередь несут изотопные отношения элементов в магматитах, поскольку считается, что они не изменяются при процессах частичного плавления субстрата и дифференциации магматических расплавов. Систематика магмогенерирующих резервуаров основана на изотопных соотношениях стронция, неодима и свинца, при этом широко используется тетраэдр, вершинами которого являются экстремальные компоненты: DM HIMU; EM1 и EM2. Для одного из этих компонентов (EM1) допускается первичная плюмовая природа [15]. К наиболее вероятным индикаторам плюмов относятся компоненты, выделяемые внутри тетраэдра: PREMA и FOZO Д.В. Рундквист и др. [7] в результате исследования большой выборки изотопных составов океанических базальтов выделили компонент F – фокальный компонент, близкий по составу к PREMA, и показали, что он равномерно распределен по всем районам океанов и во всех типах базальтов в количестве от 20 до 40%. Продукты плавления источника F + DM распространены преимущественно в срединно-океанических хребтах и абиссальных котловинах и существенно

преобладают в базальтах Исландии и Гавайских островов. Границы распространения источника F + EM1 в целом совпадают с контурами расположенной в южном полушарии аномалии DUPAL, причем данный компонент характерен как для островов, так и для срединно-океанических хребтов. Базальтами источника F + HIMU сложены многочисленные острова в северных широтах, а также о. Буве, расположенный к югу от аномалии DUPAL. Вопрос «существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов?» Д.В. Рундквист и др. [7] оставляют открытым.

В свою очередь происхождение конечных мантийных компонентов также является предметом дискуссий. В настоящее время оно связывается именно с субдукционными процессами [23]. Считается, что компонента HIMU возникла за счет преобразования в зоне субдукции океанической литосферы. При смешении HIMU с небольшим количеством субдуцированных пелагических осадков (5%) формируется компонент EM1, а с терригенным материалом – EM2.

Из других глобальных мантийных компонентов для выяснения генезиса магматитов используется первичный гелиевый изотопный резервуар (PHIR). Изотоп ^{4}He представляет собой промежуточный продукт распада урана и тория, в то время как изотоп ^{3}He имеет космогенную природу. В геохимии используется соотношение R/R_a, где R – измеренное отношение $^3He/^4He$, а R_a - отношение $^3He/^4He$ в современной атмосфере, которое является постоянным и составляет $1{,}4\cdot10^{-6}$ [2] Считается, что чем выше R/R_a в породах, тем более их источники отражают первичный изотопный состав гелия Земли, сохранившийся в ядре или нижней мантии. Максимальные значения R/R_a установлены для растущего подводного вулкана Лоихи, расположенного к юго-востоку от Гавайской цепи островов, который, однако, не обнаруживает глубоких корней и извергает наиболее истощенные в отношении некогерентных элементов базальты (рис. 1). В то же время действующие вулканы Гавайских островов

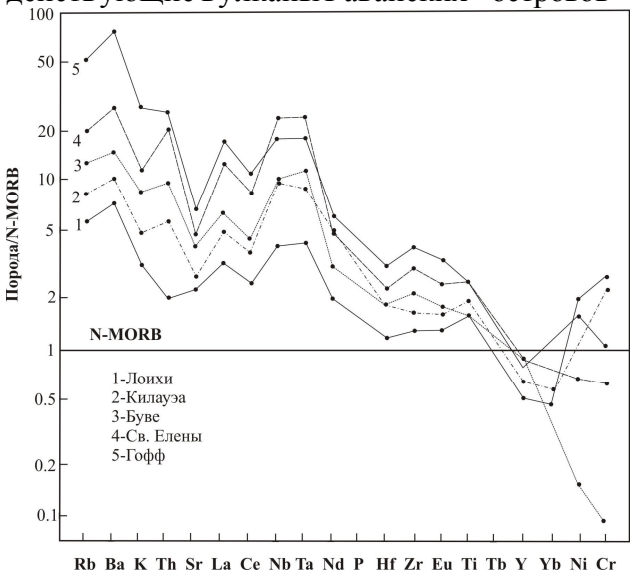


Рис. 1. Состав базальтов океанических островов. Данные по [13]. N-MORB по [21]

Мауна-Лоа и Килауэа характеризуются значительно более низкими отношениями R/R_a, хотя и относятся к тому же плюму, что и вулкан Лоихи.

Палеонтологическое и палеомагнитное изучение разнообразных пород, добытых при бурении на четырех гайотах Императорского хребта, показало, что в позднем мелу гавайская горячая точка находилась более чем в 2000 км севернее, а с 80 до 43 млн. лет передвигалась на юг со скоростью (30-50 мм/год), вполне сопоставимой со скоростью перемещения плит [9]. Кроме того излом Гавайско-Императоской вулканической цепи, произошедший около 45 млн. лет назад, не соответствует времени смены направления движения Тихоокеанской плиты [10].

Альтернативная точка зрения на происхождение линейных вулканических цепей, в пределах которых происходит постепенная смена времени проявления магматизма, связывается с так называемыми «бегущими трещинами» – разрастающимися разломами литосферы, на острие которых из-за декомпрессии и проявляется магматизм (propagating fracture model). В свою очередь возникновение подобных трещин требует объяснений.

Одним из них является гипотеза мембранной тектоники [22]. Образование бегущих трещин с проявлениями магматизма объясняется также перестройкой плитных границ, вызывающей условия растяжения [20].

А.А. Пейве [5] считает, что в основе формирования большинства линейных внутриплитных вулканических поднятий в океанах лежат тектонические процессы в литосфере. Размер вулканических цепей, их протяженность и интенсивность вулканизма определяются полем напряжения в океанической плите. В частности непараллельность вулканических цепей в пределах одной плиты, незакономерное изменение возраста вулканизма обусловлено возникновением сигмоидальных трещин.

Связь разломной тектоники литосферы с локализацией горячих точек на поверхности Земли выражается в приуроченности их к тройным сочленением рифтовых зон океанов (Буве в Атлантическом, Родригес в Индийском) и континентов (Афар в Африке), к пересечением рифтовых зон трансформными разломами (Исландия, Ян-Майен в Атлантике, Амстердам и Сен-Поль в Индийском, Пасхи в Тихом). В Индийском океане Восточно-Индийский и Мальдивский хребты протягиваются параллельно крупным трансформным разломам. На континентах горячие точки тяготеют к рифтовым зонам (Эйфель в Европе, Байкальская в Азии). Замечено, что кимберлитовые трубки и дайки, относящиеся к проявлениям внутриплитного магматизма, часто приурочены к узлам пересечения крупных разломов, или в виде цепочек протягиваются вдоль них на некотором расстоянии. Маймеча-Котунская щелочно-ультраосновная формация юго-восточного фланга Тунгусской синеклизы приурочена к крупному Котуйскому разлому. Как отмечают В.Е. Хаин и М.Г. Ломизе [10] большинство горячих точек связано с глобальной системой рифтовых зон Земли. Следует отметить, что Императорский и Восточно-Индийский хребты образуют тройные сочленения с двумя зонами субдукции.

Д. Андерсон [12] для объяснения вулканических цепей выдвинул гипотезу дрейфующего очага плавления в астеносфере. Некоторые авторы не исключают возникновение плюмов при столкновении Земли с крупными метеоритами, поскольку прослеживается определенная временная связь между возрастанием числа их падения с начальными стадиями разделения континентов, обусловленными плюмами [8, 17]. Возникновение океанического плато Онтонг Джава также связывается с падением крупного метеорита. Кстати, базальты плато резко обеднены REE и другими микроэлементами по сравнению с N-MORB (рис. 2), что указывает на их выплавление из деплетированной океанической литосферы.

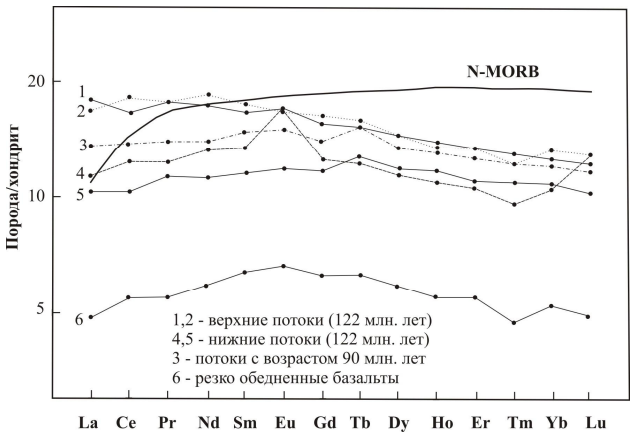


Рис. 2. Спектры REE толеитовых базальтов плато Онтонг Джава. Анализы по [18], хондрит по [14]

К факторам, вызывающим образование плюмов при ударе метеоритов, относятся упругая отдача после падения, изостатическая компенсация, фазовые превращения вещества и растрескивание. Возникновение крупного кратера приводит к понижению давления в мантии, что вызывает переход более плотных фаз в менее плотные, создавая тем самым восходящий поток в ослабленную (растрескавшуюся) зону литосферы.

Плюм-тектоника, как проявление глубинной геодинамики Земли, базируется

на том, что основной энергетический импульс, обуславливающий процессы в тектоносфере, идет снизу от горячего ядра к относительно холодной литосфере. Существует также и противоположная точка зрения, согласно которой ведущая роль отводится охлаждению мантии Земли сверху в результате субдукции холодной литосферы, при этом мантийные плюмы являются ответной реакцией на достижение субдуцирующими слебами границ верхней и нижней мантии или нижней мантии и ядра [11, 16]. Действительно, субдуцированное вещество оказывается в термодинамически неравновесном состоянии с окружающей мантией, что инициирует процессы его переработки (согласно новым PT параметрам) и отторжения некоторой части в верхние оболочки Земли. При наличии ослабленных зон, создаваемых тектоническими условиями в литосфере, материал частично расплавляется и вновь извергается на поверхность, внедряется в толщи коры или подслаивает ее снизу.

Такую природу, вероятно, имеют сибирские траппы, резко преобладающие толеитовые базальты которых обнаруживают отчетливую отрицательную Ta-Nb или Ta аномалию – память от предшествующих субдукционных процессов, протекавших при закрытии Палеоазиатского океана (рис. 3).

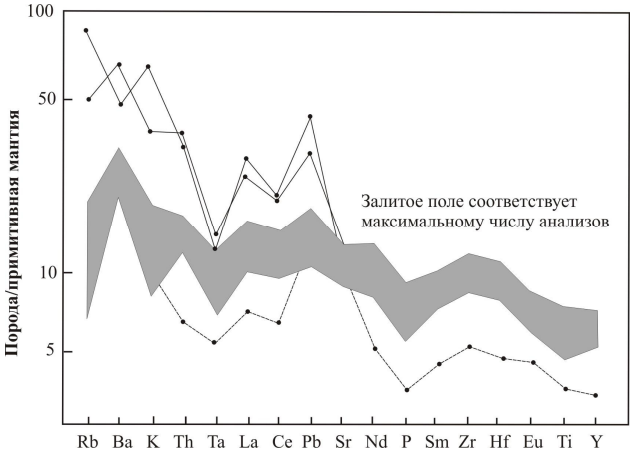


Рис. 3. Мультиэлементные спектры низкотитанистых базальтов сибирских траппов [19]

Земля в целом как система находится в неустойчивом состоянии. Сильно разогретое вещество ее недр всегда имеет тенденцию к подъему из-за сверхадиабатического градиента температур. Однако достижению им поверхности Земли часто препятствует относительно мощная литосфера. Если создаются определенные тектонические условия, например раскол литосферы, разогретое вещество начинает подниматься в виде глубинных мантийных плюмов.

Безусловно, плюм-тектоника и плейт-тектоника теснейшим образом взаимосвязаны. Действие тектоники плит ограничено только верхними оболочками Земли, в то время как плюм-тектоника отражает процессы глубинной внутренней геодинамики, которые в свою очередь не могут не влиять на возникновение, движение и взаимодействие литосферных плит. Ровно, как и при движении плит, могут создаваться условия (растрескивание литосферы) для проникновения разогретого подлитосферного вещества в верхние оболочки Земли, что вызывает их интенсивное плавление и, как следствие, магматизм.

В настоящее время с позиций ротационной геодинамической модели Земли в литературе обсуждается возможность «всплывания» более легкого материала из центра планеты к внешним оболочкам планеты за счет центробежных сил и гравитации. Подобное явление названо сепаратогенезом, и ему отводится главная роль в разделении Земли на сферические оболочки [3]. В поднимающихся объемах вещества мантии литостатическое давление непрерывно понижается, что приводит к фазовым переходам минералов в менее плотные модификации. Этот процесс носит экзотермический характер и способствует разогреву и частичному плавлению мантийного субстрата [1]. А.А. Пейве считает, что из-за ротационной компоненты возникают смещения плит относительно подстилающей мантии, что является дополнительным источником тепла (> 100ºС) за счет трения [5].

Таким образом, можно констатировать многообразие и противоречивость

различных точек зрения на природу внутриплитного магматизма. Для снятия хотя бы части противоречий необходимо выработать единые критерии к определению плюма, месту его зарождения, состоянию и составу вещества плюма и др. [6]. В противном случае чуть ли не все проявления магматизма будут связываться с плюмами, что и наблюдается в современной геологической литературе.

В то же время изучение внутриплитного магматизма очень важно как в практическом (с ним связаны крупные и уникальные месторождения алмаза, апатита, вермикулита, исландского шпата, железа, платины, титана, ванадия, олова, ниобия, тантала, циркония, стронция, редкоземельных элементов, медно-никелевых и полиметаллических руд с Au, Ag, Se и др.), так в теоретическом плане, поскольку он является грандиозным геологическим явлением, отражающим на поверхности Земли в том числе и процессы глубинной (подлитосферной) геодинамики в отличие от тектоники литосферных плит.

Литература

1. *Кутолин В.А., Широких В.А.* Петрологические и металлогенические следствия конвекции вещества мантии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. М.: ГЕОС, 2005. С. 372-374.
2. *Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 224 с.
3. *Мельников О.А.* О некоторых глобальных проблемах геотектоники и их решении // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. М.: ГЕОС, 2005. С. 425-429.
4. *Меляховицкий А.А.* Реология верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по данным изучения мантийных ксенолитов в базальтах // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГЕОС, 1996. С. 95-97.
5. *Пейве А.А.* Линейные вулканические поднятия в океанах – возможные механизмы образования // Геотектоника, 2007. № 4. С. 40-37.
6. *Пучков В.Н.* «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009. №1. С. 3-22.
7. *Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.М., Пустовой А.А.* Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов // Геохимия, 2000. Т.370, №2. С. 223-226.
8. *Сейферт К.К.* Мантийные плюмы и горячие точки // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С.19-38.
9. *Сухов А.Н., Богданов Н.А., Чехович В.Д.* Геодинамика и палеогеография Северо-Западного обрамления Тихого океана в позднем мелу // Геотектоника, 2004. №1. С.73-86.
10. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.:КДУ, 2005. 560 с.
11. *Anderson D.L.* Superplumes or supercontinents? // Geology, 1994. V.22, pp. 39-42.
12. *Anderson D.L.* The eclogite engine: chemical geodynamics as a Galileo thermometer // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2007. V.430, pp. 47-65.
13. *Floyd P.A.* Oceanic islands and seamounts // Oceanic basalts. Blackie. Glasgow and London, 1991. PP. 174-218.
14. *Haskin M.A.* Rare earth abundansen in some basic rocks // J. Geophys. Res., 1968. V. 73, pp. 6085-6097.
15. *Mahoney J.J., Spencer K.J.* Isotopic evidence for the origin of the Manihiki and Ontong Java oceanic plateaus // Earth Planet. Sci. Lett., 1991. V.104, pp. 196-210.
16. *Maruyama Sh.* Plume tectonics // J. Geol. Sol. Japan, 1994. V. 100, N1, pp. 24-34.
17. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 1972. V.56, pp. 203-213.
18. *Neal C.R., Mahoney J.J., Kroenke L.W. et al.* The Ontong Java Plateau // Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volkanism. Washington: American Geophis. U., 1997. PP. 183-216.
19. *Sharma M.* Siberian Traps // Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volkanism. Washington: American Geophis. U., 1997. PP. 273-295.
20. *Smith A.D.* A plate model for Jurassic to Recent intraplate volcanism in the Pacific Ocean Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2007. V. 430, pp. 471-497.

21. *Tarney J., Sanders A.D., Mattey D.P., et al.* Geochemical aspects of back-art spreading in the Scotia See and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc, London, 1981. V.A300, pp. 263-285.
22. *Turcotte D.L.* Membrane stresses // Roayl Astron. Soc. Geophis. J., 1974. V.36, pp. 33-42.
23. *Weaver B.L.* The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constrains // Epsl., 1991. V.104, N 2-4, pp. 381-397.

СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ОБРАЗАХ

Костюченко С.Л.

ГФУП «ВНИИГеофизика», Москва, Россия (kostgeo@mail.ru)

К континентальным структурам относится широкий спектр тектонических элементов земной коры, расположенных в пределах материков, континентального шельфа, склона и окраинных морей, образовавшихся на краю континентальной плиты. Многообразие их геометрических параметров, внутреннего строения и вещественного наполнения свидетельствует об образовании в результате одноактного или, чаще всего, многоактных проявлений различных геодинамических процессов, реализованных в появлении разновозрастных тектонических структур, движениях и деформациях. В.Е.Хаин [11-14 и др.] в своих монографических работах привел развернутую характеристику не только континентальных, но и океанических структур Земли, и сформулировал основные проблемы тектоники и геодинамики.

Современные возможности сейсморазведки, гравиметрии, магниторазведки, электроразведки, изучения теплового потока и других геофизических методов обеспечивают получение базовых сведений о состоянии (термодинамических условиях) и глубинном строении недр. Применение их результатов позволяет устанавливать количественные и качественные характеристики физических неоднородностей геологической среды, интерпретация которых приводит к выделению структурообразующих элементов, прогнозу их вещественного состава, типизации и механизмов формирования (табл.1). Любые полученные геофизические данные могут быть определены термином «геофизические образы». В силу своей индивидуальной физической природы, различной степени достоверности (доверительности), образности (представительности), зависимости от теоретических, технологических и аппаратурно-методических возможностей использованного метода, а также субъективных причин (создание и восприятие моделей) «геофизические образы» отражают разные свойства составных частей изучаемого объекта, ассоциаций слагающих его элементов и предмета в целом. Разные геофизические методы представляют разные образы. Даже модификации одного метода могут один и тот же геологический объект характеризовать различными образами. Например, результаты глубинных сейсмических зондирований рефрагированными и широкоугольными отраженными волнами (ГСЗ кмпв-мов) раскрывают скоростные свойства, а сейсмические наблюдения близвертикальными отраженными волнами (МОГТ) - рефлекторные свойства и их производные (интервальные и эффективные скорости; эффективную жесткость, поглощение, плотность и др.). Планетарный геофизический раздел Мохоровичича, отождествляемый с нижним ограничением земной коры, не «виден» в данных электроразведки и теплометрии. С большими допусками он прогнозируется по результатам интерпретации потенциальных полей, но фиксируется преломляющей границей со скоростями от 7,8 км/с до 8,6 км/с и более по данным ГСЗ, а в большинстве образов МОГТ проводится между зоной повышенной отражательной способности в низах коры и почти прозрачной верхнемантийной средой.

Наиболее слабым информационным звеном в «геофизических образах» является временной фактор и прогнозирование по ним последовательности геологических событий. Формально результаты подавляющего большинства геофизических методов отражают свойства среды на момент проведения исследований и их

экстраполяция на продолжительные (в геологическом измерении) временные интервалы всегда содержит существенные допущения. К исключению можно отнести факт установления тектонических перемещений, реконструируемых по результатам анализа взаимоотношений выделенных структурообразующих элементов.

Таблица 1. Методы изучения и основные «геофизические образы»

Геофизические методы	«Геофизические образы»	Результаты геологической интерпретации
Сейсморазведка:		
ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование по технологии КМПВ и МОВ).	Скоростные неоднородности по продольным (P) и поперечным (S) волнам, коэффициент P/S, добротность (Q), преломляющие и отражающие границы.	Структура среды; состав горных пород и их ассоциаций; анизотропные эффекты; разломные зоны; зоны дезинтеграции и тектонического расслоения.
МОВЗ (метод обменных волн землетрясений).	Геометрическая структура среды, границы обмена сейсмических волн, участки рассеивания волн.	Структура среды, разломные зоны, участки дезинтеграции,
МОГТ (метод общей глубинной точки).	Отражательные (рефлекторные) свойства разреза: регулярная и хаотическая запись, «яркие и «прозрачные» пятна, зоны и слои с различной ориентировкой осей синфазности и др. Производные сейсмической записи: интервальные и эффективные скорости; эффективная жесткость, поглощение, плотность; дисперсия амплитуды, фазы и др.	Структура среды; сейсмокомплексы и геологические комплексы; текстурные (внутренние) особенности комплексов; эффекты термодинамических условий; разломы; зоны тектонического расслоения.
Гравиразведка	Гравитационное поле и его трансформации, плотностные неоднородности и их распределение в пространстве.	Районирование, распределение плотностных неоднородностей в 3D измерении, прогноз вещества на основе эмпирических зависимостей, литостатическое давление.
Магниторазведка	Магнитное поле и его трансформации, параметры намагниченности и распределение магнитоактивных масс.	Районирование, распределение магнитоактивных тел в 3D измерении, прогноз вещества, палеомагнитные реконструкции.
Электроразведка	Распределение проводимости, высокоомные и низкоомные горизонты.	Геологические неоднородности с различной проводимостью, структура среды, насыщенность флюидами; наличие графитсодержащих толщ.
Теплометрия	Величина теплового потока, градиенты и распределение температуры по разрезу.	Тепловой режим, изменение свойства пород, очаги плавления.
Геохимическая, в т.ч. гелиевая съемка	Содержание и распределение редких, редкоземельных и др. геохимических элементов, геохимические аномалии.	Химический состав комплексов, прогноз палеогеодинамических обстановок, активные глубинные разломы.

Наибольшую сложность вызывает применение геофизических данных для расшифровки глубинного строения структур архейской и более древней коры. Связано это с тем, что физические свойства слагающих ее породных комплексов сближены вплоть до гомогенизации процессами высокотемпературного метаморфизма, перекристаллизации, многократных метасоматических изменений,

фазовых переходов вещества, последующего твердопластичного течения и других событий самоорганизации геологической среды в условиях нелинейности природных законов. Для земной коры раннепротерозойского возраста в геофизических образах уверенно распознаются структуры, которые содержат яркие индикативные элементы: комплексы палеорифтов, параплатформенного чехла, гранулиты, разломы и др., наличие и генетическая природа которых установлены прямыми геологическими методами. Информативность и эффективность интерпретации геофизических образов возрастает по экспоненте от позднепротерозойских структур в диапазоне от раннего до позднего палеозоя и достигает своего максимума для структур мезозойского и кайнозойского возраста, в подавляющем большинстве случаев в последствии выступающих типовыми глубинными геофизическими образами тектонических элементов.

Проблема геологической интерпретации данных одного геофизического метода или комплекса методов осложнена многообразием физических полей, степенью теоретического обоснования методов, аппаратурно-процедурных технологий и субъективизмом исследователей. Зачастую именно эти обстоятельства приводят к многовариантности и неоднозначности решений, созданию гипотетических, дискуссионных и альтернативных геологических моделей. Каждый геофизический метод в настоящее время углубленно изучает свой предмет и имеет специальную терминологию, в результате чего полученные результаты в силу своей «узкой» специфичности часто становятся непонятными и игнорируются для применения в другой области. Еще в 1980 г. В.В.Белоусов [10, стр.4] предложил технологический выход из этой ситуации: «…следует не просто взять результаты, полученные разными методами, надо научится геологу, геофизику, геохимику работать совместно и добиться того, чтобы разнородные методы вросли друг в друга, превратились в объединенный, геономический подход к природным явлениям».

До настоящего времени доминирует представление, что комплексное изучение недоступных для прямого наблюдения геологических объектов заключается в том, что бы результаты, полученные разными методами, дополняли и не противоречили друг другу, соответствовали эмпирически установленным линейным законам взаимообращения физических полей и свойств, в итоге, превращаясь в устойчивые атрибуты конкретного геологического объекта. Сложность и неоднозначность сопоставления разнометодных «геофизических образов», а иногда их противоречивость, свидетельствуют в пользу рассмотрения геологических объектов, происходивших и продолжающихся в них процессов с позиции открытых нелинейных самоорганизующихся и саморазвивающихся систем или нескольких взаимодействующих систем [8, 13]. Такая концепция допускает появление объектов со свойствами, отличающимися от отдельных свойств слагающих его элементов.

Классификация континентальных структур включает тектонические элементы различного порядка (ранга), при этом переход к более высокому рангу подразумевает увеличение степени изученности и детальности отображения объекта. Геофизические образы разных методов характеризуются различным масштабом и степенью детальности отражения геологического разреза в зависимости от субъективно заданных параметров исследований, обрабатывающих процедур и профессионального уровня обработчика и интерпретатора.

Основным геофизическим признаком континентальных структур является маркируемая планетарным разделом Мохоровичича увеличенная по отношению к структурам океанических областей мощность земной коры, которая практически повсеместно превышает 30 км. Вариации мощности для основных структур 1-го и более высокого порядка в ранге подвижных поясов и тектонически устойчивых областей (платформ), включающих щиты, антеклизы,

синеклизы, рифтовые элементы и др. приведены в табл. 2. Рассматриваемые структуры могут быть разнесены в четыре группы, различающиеся не столько особенностями тектонического строения, сколько проявлениями геодинамических процессов: I - орогенные складчатые (1), II - орогенные эпиплатформенные (2), III – платформенные (3-5) и IV – активного растяжения или прогибания, сопровождаемого интенсивным осадконакоплением (6-8).

Наиболее разработанные типовые модели структур на основе распределения в земной коре скоростных параметров по результатам работ ГСЗ составлены Н.И.Павленковой [6] и В.Муни (W.Mooney) [17]. В этих моделях подразумевается использование результатов геологической интерпретации геофизических образов посредством выделения осадочного, условного «гранитно-метаморфического», «промежуточного» и «нижнего» (базальтового) слоев земной коры. Различные соотношения мощности четырех «опорных» слоев позволяют детализировать классификацию континентальных структур на основе изменений общей мощности коры, но в силу ограниченного количества элементов, отсутствия внутрислойной информации и генетических индикаторов не раскрывают всего многообразия существующих тектонических образований и механизмов их формирования.

Таблица 2. Вариации мощности земной коры основных континентальных структур

Структуры и тектонические элементы 1-го и более высокого порядка		Мощность земной коры (км)									
		30		40		50		60		70	
1.	Горно-складчатые области					■	■	■	■	■	■
2.	Орогенные эпиплатформенные					■	■				
3.	Щиты древних платформ			■	■	■	■	■			
4.	Плиты древних платформ*			■	■	■					
5.	Плиты молодых платформ*			■	■						
6.	Глубокие и сверхглубокие впадины		■	■							
7.	Рифты, рифтовые системы		■	■							
8.	Окраинноморские области		■								

*- включая антеклизы и синеклизы

К особому типу структур относятся расположенные внутри континента и в акваториях окраинных морей сверхглубокие впадины (Прикаспийская, Южнокаспийская, Баренцевоморская, Вилюйская, Мексиканского залива и др.) с осадочным слоем достигающим 15-20 км и мощностью консолидированной части коры 10-15 км переходного от континентального к океаническому типу [2]. Не вписывается в классификацию [6, 17] Коротаихинский прогиб, располагающийся на северо-востоке Тимано-Печорской провинции, и Пур-Гыданский прогиб на севере Западно-Сибирской плиты. В их пределах мощность осадочного комплекса достигает 12-14 км, но не наблюдается встречного подъема границы Мохоровичича (она испытывает погружение), а вся консолидированная часть коры мощностью до 30 км и более сложена высокоскоростными породами, по всей вероятности основного состава [5, 7]. С большими допущениями находит в ней место модель строения коры рифта Мидконтинент в р-не оз. Верхнее (США), генезис которого связывается с мантийным плюмом [15].

Положения тектоники плит и геодинамики позволяют перейти от детерминированной классической типизации континентальных структур по «набору» основных геофизических параметров к привлечению сведений геодинамического характера, полученных в результате интерпретации «геофизических образов». По аналогии с понятием «геологические комплексы-индикаторы геодинамических обстановок», использованным Л.П.Зоненшайном и М.И.Кузьминым [1], эти сведения могут быть названы «геофизическими образами-

индикаторами». Для их получения необходим комплексный анализ максимального количества разносторонних результатов не только геофизических, но и геологического и геохимического методов. В этом процессе геофизические образы сейсморазведки МОГТ и ГСЗ могут быть отнесены к категории необходимых, поскольку в сочетании с производными из них данными (см. табл.1) обладают значительной информативностью и наилучшей на настоящее время разрешающей способностью для освещения глубинного разреза коры.

По мере изучения геолого-геофизических материалов становится очевидным, что в земной коре континентальных тектонических объектов присутствуют элементы континентальных, океанических и переходных обстановок, а сложная внутренняя структура коры и изменения ее общей мощности часто напрямую зависят от происходивших геодинамических процессов. Например, формирование тонкой (от 36 км до 42 км) кристаллической коры Лапландско-Кольского сегмента Балтийского щита в определенной мере может быть связано с денудацией ее верхней части, обеспечившей поступление огромных масс терригенного материала в Баренцевоморский бассейн. Но основную причину логичнее связывать с раннепротерозойским циклом геодинамической активности, охватившим этот регион и объединившим все основные стадии и типы геодинамических обстановок от континентального рифтогенеза и раскрытия океанического бассейна до субдукции, формирования задуговых бассейнов и завершающей коллизии континентальных микроплит [4]. Область аномально мощной коры до 60 км в финской части Балтийского щита возникла в результате поддвига и последующей коллизии Карельского архейского мегаблока с Свекофеннским палеопротерозойским (1,9±0,03 млн.л.) доменом [16]. «Корни гор» до 50-55 км и более под раннепротерозойскими складчатыми структурами Украинского щита [9] отвечают тектоническому скучиванию в коллизионных зонах. В пределах древних и молодых платформ установленное геофизическими методами локальное увеличение мощности осадочного чехла, появление в его основании дополнительного (промежуточного) сейсмокомплекса, а также утонение мощности консолидированной части коры за счет погружения поверхности фундамента и подъема границы Мохоровичича свидетельствует о рифтовых геодинамических условиях. Последующее пострифтовое погружение и структурообразование в основном вызывается изменениями термического режима и связанными с ними глубинными фазовыми превращениями [3]. Проявления плюмовой тектоники прогнозируются по наличию в основании коры или между корой и мантией под глубокими и сверхглубокими осадочными впадинами высокоскоростных комплексов пород [7]. Геофизические доказательства аккреционной и покровно-надвиговой структуры земной коры при наличии «корней гор» отражают коллизионные обстановки окраинно-континентальных и внутриконтинентальных горно-складчатых поясов.

Заключение

«Геофизические образы», как результаты разнометодных геофизических исследований, и их комплексная интерпретация свидетельствуют, что в земной коре континентальных тектонических структур присутствуют элементы, образовавшиеся в континентальных, океанических и переходных обстановках, а сложная внутренняя структура коры и изменения ее общей мощности часто напрямую зависят от происходивших геодинамических процессов.

Литература

1. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М., Наука, 1993. 192 с.
2. *Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н., Егоркин А.В.* Особенности структуры и физических полей земной коры и верхней мантии отдельных регионов Евразии. В кн.: Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Под ред. А.Ф.Грачева. М. ПРОБЕЛ. 2000. С.291-308.

3. *Лобковский Л.И., Исмаил-Заде А.Т., Наймарк Б.М., Никишин А.М., Клутинг С.* Механизм погружения земной коры и образования осадочных бассейнов. ДАН, 1993, т.330, №2, с. 256-260.
4. *Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М. Научный мир, 1996, 287 с.
5. *Объяснительная записка* к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири масштаба 1:2500 000. Отв. Ред. Н.А.Богданов и В.Е.Хаин. М., ИЛР АН, 1998. С.48-63.
6. *Павленкова Н.И.* Структура земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным. В кн.: Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М., ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. С. 559-599.
7. *Петров О.В., Костюченко С.Л.* Глубокие осадочные впадины Сибири как следствие взаимодействия малых мантийных плюмов на литосферу Земли. Региональная геология и металлогения, 2002. 15. С. 58-74.
8. *Пущаровский Ю.М.* Линейновть и нелинейность в геологии. Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. Материалы III семинара по нелинейной геологии и геодинамике. М., ГЕОС, 1998. С. 10-14.
9. *Соллогуб В.Б.* Земная кора Украины./ Геофизический журнал, 1982, Киев т.4, N 4, с. 3-25.
10. Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев. Наук. Думка, 1980. С. 3-4.
11. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника Внеальпийская Европа и Западная Азия. М. Недра, 1977. 359 с.
12. *Хаин В.Е.* Региональная тектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М. Недра, 1979. 356 с.
13. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М. Научный мир, 2001. 606 с.
14. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М., КДУ, 2005. 560 с.
15. *Hutchinson D.R., White R.S., Cannon W.F., Schulz K.J.* Keweenaw hot spot: geophysical evidence for a 1.1. Ga mantle plume beneath the Midcontinent rift system. J.Geophys.Res., 1990. V.95. P. 10869-10884.
16. *Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P.*, and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: Structure and Evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. International Geology Review, vol. 41, 1999. P.287-333.
17. *Mooney W.D., Laske G., Masters T.G.* CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x 5°. J.Geophys. Res., 1998, 103. P.727-747.

КАРТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТОАКТИВНЫХ МАСС В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ МАСШТАБА 1:2 500 000 (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 3D МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Костюченко С.Л. [а], **Алешина А.Ф.** [а], **Чупров А.И.** [б]

[а] *ГФУП «ВНИИГеофизика»*
[б] *«Зарубежгеология», Москва, Россия*
(kostgeo@mail.ru)

Геофизические методы обеспечивают получение базовых сведений о глубинном строении недр. Геологическая интерпретация аномального магнитного поля традиционно составляет основу вещественного прогноза и тектонического районирования перекрытого осадочным чехлом фундамента платформенных территорий и консолидированной коры в целом [2, 4, 5 и др.].

После публикации в 1979 году под редакцией Л.В. Булиной «Карты намагниченных образований территории СССР и дна прилегающих морей масштаба 1:5000 000» впервые по результатам 3D моделирования для Европейской части России составлена модель распределения магнитоактивных тел в земной коре, отражающая положение источников локальных аномалий, их размеры, глубину залегания верхних и нижних кромок и величину намагниченности. Особенностью построения модели является трехмерное решение прямой задачи магниторазведки для совокупности (группы) магнитоактивных тел, расположенных на значительных участках территорий.

Математическое решение моделирования реализовано в программе SAMAGN для конечных призм (рис. 1). Прототипом SAMAGN послужила программа MAGS, разработанная в «Зарубежгеологии» применительно к ПЭВМ и реализующая математические выражения Б.К.Бхаттачариа [1], и усовершенствованная в ГФУП «ВНИИГеофизика»

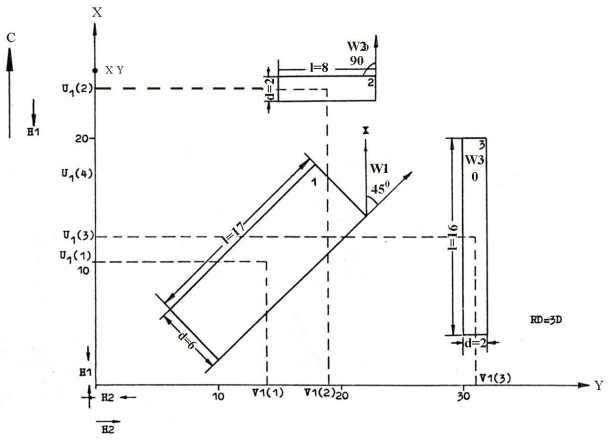


Рис.1. Определение параметров магнитоактивных тел для 3D моделирования
(ось X совпадает с направлением магнитного севера)

Аналитические положения, лежащие в основе обработки магнитометрических данных, подразумевают, что намагниченные тела могут быть аппроксимированы прямоугольными призмами с верхней и конечной нижней кромкой, расположены произвольно на площади исследований, намагничены однородно, а векторы их намагниченности направлены произвольно относительно геомагнитного поля. Результаты счета представляются значениями модуля напряженности магнитного поля dT в узлах равномерной сети, как сумма магнитного поля от всех тел. Радиус (R, км), в пределах которого вычисляется магнитное поле от единичного тела, как правило, в 2-3 раза превышает плановые параметры тела. Отображение результатов моделирования представляется в виде карт изолиний, положение, значение и форма которых сравниваются с наблюденным аномальным

полем (рис. 2). Количество итераций, выполняемых до максимально возможного совпадения расчетного и наблюденного магнитных полей, обычно составляет от 7 до 13-ти, иногда достигает 20-ти.

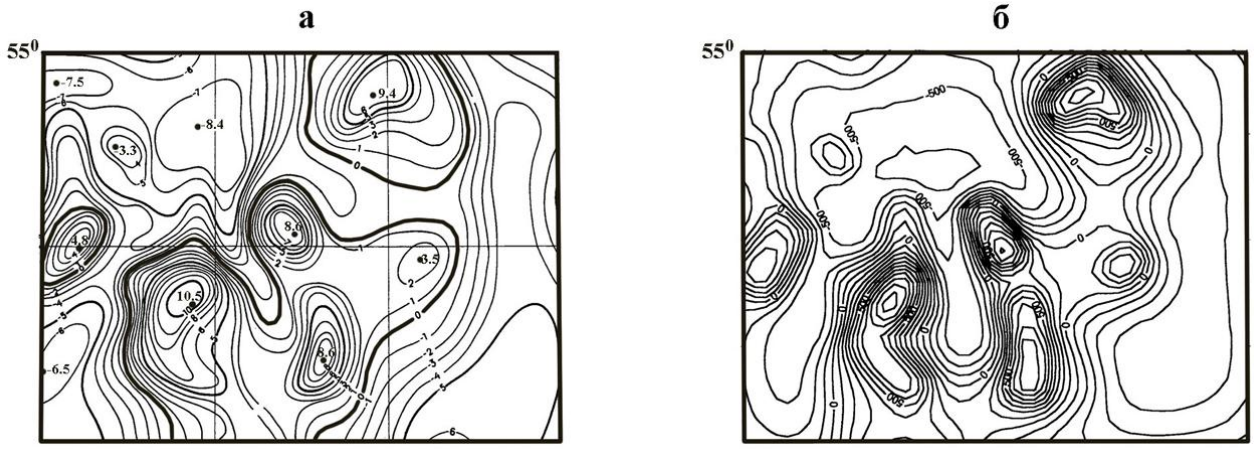


Рис. 2. Сопоставление наблюденного магнитного поля (а) с расчетным (б) по результатам3D моделирования на фрагменте листа N-37

Исходным материалом для построения модели послужили государственные карты аномального магнитного поля ΔT(a) масштаба 1:1000000 и 1:200 000. Определение верхних кромок магнитоактивных масс для исходной (нулевой) модели осуществлялось методом касательных в модификации В.К.Пятницкого (Л.Дж. Петерса) по аномалиям, снятых с карт. Значения верхней кромки по результатам 3D моделирования рассчитаны от высоты полета, которая в среднем по территории исследований составляет 250 м. Нижние кромки магнитных масс рассчитывались по эмпирической формуле Л.В.Булиной (1961г.): H = 2xmin─1,8(h−b). Пределы значений магнитной восприимчивости χ подбирались таким образом, чтобы результаты не противоречили известным или допустимым величинам для пород фундамента исследуемого района. Для максимальной сходимости наблюденного и расчетного полей корректировались параметры: l (длина), d (ширина), χ , h_1 и h_2 (глубина верхней и нижней кромок).

В процессе моделирования были оценены систематические погрешности, объединяющие колебания нулевого уровня и перекосы поля, вызванные условиями выполнения съемки, аппаратурными различиями, методикой и техникой полевых и камеральных работ отдельных исполнителей. Смещение нулевых уровней магнитного поля составляет от 50 нТл до 500 нТл. Эти погрешности осложняют интерпретацию региональных полей, но незначительно влияют на качественную и количественную интерпретацию локальных аномалий. При моделировании на площадь листа вводился «искусственный» магнитоактивный слой с восприимчивостью χ, отождествляемый с вмещающей горной средой в интервале глубин от среднего уровня верхних кромок локальных магнитных масс до их нижних кромок или несколько глубже. Необходимый региональный фон для расчетного участка подбирался, в основном, параметром χ и глубиной нижнего ограничения слоя.

В результате проведенных работ построена карта распределения магнитоактивных масс в земной коре платформенных территорий Европейской части России масштаба 1:2500 000. В зависимости от приуроченности к различным геологическим комплексам и разделам земной коры выделенные магнитные тела классифицированы на четыре категории: (1) проникающие в чехол, (2) выходящие на поверхность фундамента, (3) залегающие в кровле фундамента и (4) залегающие в консолидированной коре ниже поверхности

фундамента. Принципиальное отличие магнитоактивных тел, залегающих в кровле фундамента от выходящих на его поверхность, заключается в том, что последние могут представлять собой нижние корневые остатки магнитоактивных комплексов, верхняя часть которых была эродирована до формирования чехла.

Модельные расчеты, выполненные для магнитоактивных масс залегающих в консолидированной коре показали, что амплитуды создаваемых ими аномалий существенно зависят от залегания нижней кромки при ее размещении до глубины 10-15 км ниже дневной поверхности и изменяются незначительно при ее положении в интервале от 25 км до 50 км [3].

По степени магнитной восприимчивости (χ) магнитные тела классифицированы на (в $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ): (1) слабомагнитные: 0-750 и 750-1500; (2) среднемагнитные: 1500-3000, 3000-5000; (3) магнитные: 5000-10000, и (4) сильномагнитные: ≥10000 (рис. 3). К категории «обратно намагниченных» тел отнесены магнитоактивные объекты, создающие интенсивные отрицательные аномалии.

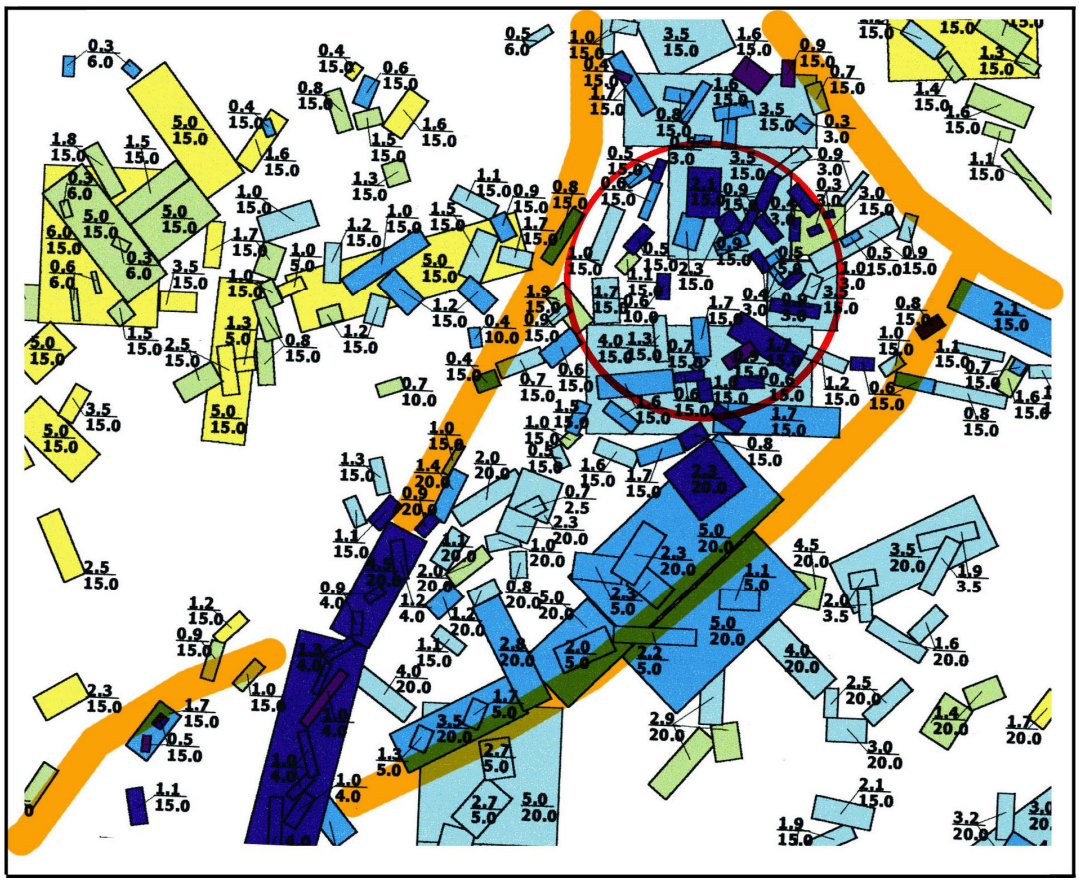


Рис. 3. Характер распределения магнитоактивных масс на территории Восточно-Европейской платформы (фрагмент) с элементами интерпретации (разломы, блоки и кольцевые структуры)

Характер объемного размещения магнитоактивных тел на площади и по глубине, их размеры, приуроченность верхних и нижних кромок к определенным гипсометрическим уровням, ориентировка длинных и поперечных осей тел, соотношение линейных размеров, изменения степени насыщенности земной коры магнитными телами на единицу площади и объема, а так же величина и направление их намагничения –

обеспечивают существенный приток информации для уточнения глубины залегания фундамента, тектонического районирования земной коры и выделения вещественных геологических образований.

По совокупности магнитных свойств в консолидированной части земной коры Восточно-Европейской платформы выделена Новгородская, Великолужско-Тихвинская, Среднерусская, включающая Нелидовско-Торжокский участок, Велижско-Московская, Московско-Кинешемская, Пачелмская, Воронежская, Токмовская и ряд других тектоно-магнитоактивных зон и полей, отражающих доменную и аккреционно-коллизионную структуру консолидированной коры кратона. Отдельные, как правило магнитные и сильно магнитные тела, маркируют железорудные образования. Линейные сильно магнитные массы отвечают основным и ультраосновным внедрениям в зонах глубинных разломов. Глубинные разломы разграничивают области (домены, блоки, террейны) с различным характером распределения и типами магнитоактивных тел (см. рис. 3).

Литература

1. *Бхаттачариа Б.К.* Магнитные аномалии, вызванные произвольно намагниченными призмообразными телами. Аэромагнитные методы в геофизике.- М.: Мир, 1966, с.69-83.
2. *Гафаров Р.А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр.ГИН АН СССР, 1963, вып. 85, 203 с.
3. *Костюченко С.Л., Чупров А.И.* Применение трехмерного магнитного моделирования для изучения глубинного строения закрытых территорий. Разведка и охрана недр. 1994, N 10, с. 21-24.
4. *Минц М.В., Филиппова И.Б., Судейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступрак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Восточно-Европейский кратон - палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген. Тектоника земной коры. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т.1, М. ГЕОС, 2005. С. 452-456.
5. *Bogdanova S.V.* Segments of the East European Craton. /Europrobe symposium Jablonna, 1991, Warszawa, 1993, pp. 33-38.

РАННЕОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SHRIMP II)-ДАТИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ КОГТАХСКОГО КОМПЛЕКСА

Котельников А.Д., Врублевский В.В.

Томский государственный университет, Томск, Россия (geokart@ggf.tsu.ru)

Раннекаледонские пликативные структуры Кузнецкого Алатау являются фрагментами Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), где проявлен полихронный и разноформационный магматизм. В юго-восточной части Кузнецкого Алатау распространены производные когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового интрузивного комплекса, возраст формирования которого до последнего времени условно считался среднекембрийским [4,5]. В его петрографическом составе преобладают габброиды различного уровня щелочности и монцодиориты, соответственно представляющие две последовательных фазы становления комплекса. При этом пространственно сопряженные сиениты рассматриваются как значительно поздние и некомагматичные образования [3]. В легенде к Государственной геологической карте принято трёхфазное строение когтахского комплекса. Полученные нами данные U-Pb-изотопного датирования свидетельствуют о более молодом возрасте формирования габброидов когтахского комплекса на рубеже кембрий–ордовик и почти синхронном с ними внедрением сиенитов.

В качестве объекта для геохронологических исследований был выбран Бискамжинский интрузивный массив, который является одним из представителей когтахского комплекса (рис. 1). Он расположен на западном склоне Абаканского хребта, имеет штокообразную форму (~ 7 км^2) и концентрически-зональное строение [1]. В центральной части интрузива доминируют различные габброиды с фациальными переходами до щелочных разновидностей тералитового состава. По его периферии локализованы тела монцодиоритов второй фазы. Внутренняя структура массива осложнена дайками щелочных и нефелиновых сиенитов, по-видимому, представляющих третью фазу когтахского комплекса. Сходные по составу породы образуют отдельные ареалы севернее Бискамжинского массива.

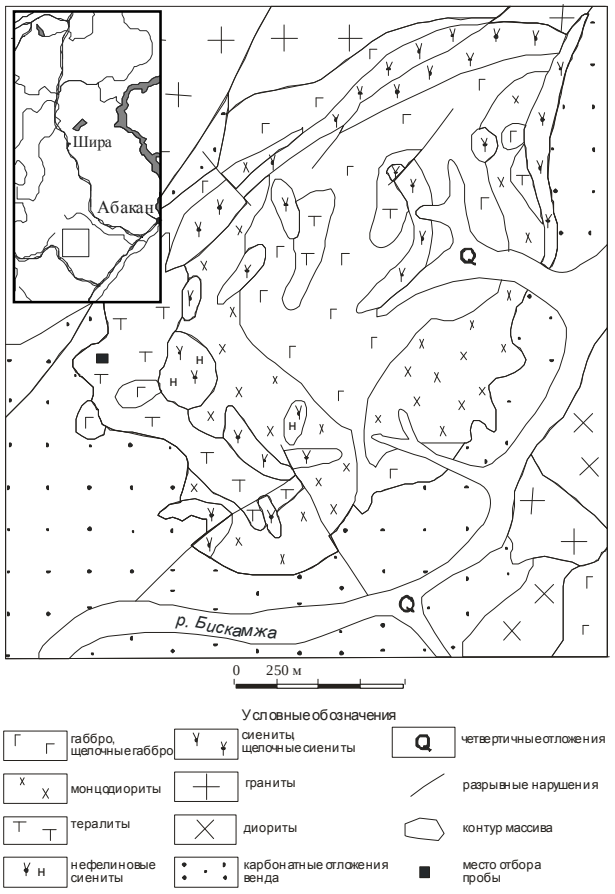
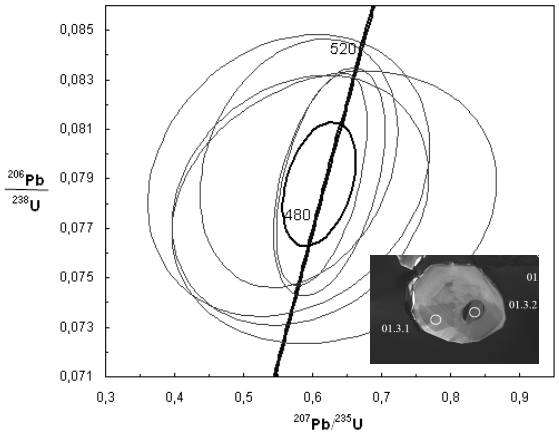


Рис. 1. Геологическая схема Бискамжинского массива

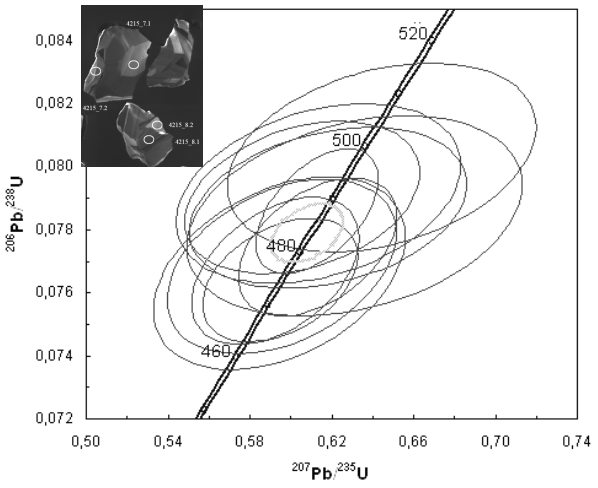
Щелочные габброиды типа тералитов широко распространены в пределах изученного плутона и обычно относятся к начальным производным когтахского комплекса [4]. В связи с этим нами предприняты изотопно-геохронологические исследования этих пород, входящих в состав Бискамжинского интрузива. U-Pb изотопное датирование выполнялось по

единичным зёрнам акцессорного циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Минерал представлен прозрачными светло-розовыми и бесцветными обломками зональных кристаллов дипирамидально-призматического габитуса. Его конкордантный возраст составляет T = 489 ± 10 млн. лет, что соответствует временному рубежу кембрий – ордовик (рис. 2). Аналогичное U-Pb датирование проведено для акцессорного магматического циркона из щелочных сиенитов третьей интрузивной фазы. По 11 зёрнам минерала установлен возраст пород T = 483,4 ± 3,7 млн. лет (рис. 3). Это указывает на практически одновременное формирование габброидов и сиенитов в процессе становления единого магматического комплекса.



T = 489 ± 10 млн. лет, СКВО = 0.27,

Рис. 2. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для циркона из тералитов Бискамжинского массива



T = 483.4 ±3.7 млн. лет, СКВО = 0.13,

Рис. 3. U-Pb изотопная диаграмма с конкордией для цирконов из сиенитов г. Каскылах

Таким образом, можно предполагать, что первая интрузивная фаза когтахского комплекса имеет более молодой раннеордовикский возраст, а установленная синхронность породообразования позволяет выделять его как габбро-монцодиорит-сиенитовый парагенез. Вместе с тем, в Мрасском секторе Кузнецкого Алатау выявлена ассоциация умеренно-щелочных габброидов с близким возрастом 490 ± 19 млн лет (Лужбинский ареал малых интрузий) [2,5]. Поэтому, нами не исключается возможность корреляции мафитов Бискамжинского интрузивного массива с этими магматическими образованиями.

Исследования поддержаны Федеральными целевыми программами «Экология и природные ресурсы России (2002–2010 гг.)», «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» Министерства природных ресурсов и Министерства образования и науки РФ.

Литература

1. *Геря В.И.* Химизм породообразующих минералов и пород Бискамжинского интрузива щелочных габброидов //Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, 1991. С. 52-59.
2. *Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г. и др.* Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 200-202.
3. *Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А.* Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-ние, 1979. С. 5-96.
4. *Халфин С.Л.*. Петрология когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-ние, 1965. 92 с.
5. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области // С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов и др. [Гл. ред. А.Ф. Морозов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

КАРТИРОВАНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ФОРМ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОМРА-СОЙВИНСКОГО ВЫСТУПА КОСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НГП)

Котик И. С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия
(ivkotik@gmail.com)

Площадь исследований располагается в старом нефтегазоносном районе, который расположен в пределах одноименной структуры II порядка – Омра-Сойвинской ступени (рис. 1).

Необходимо отметить, что наиболее крупные структуры в этом районе уже выявлены (Нижне - и Верхнее-Омринские месторождения) и поэтому основной задачей является поиск более сложно построенных литологических, структурно-тектонических и комбинированных ловушек.

Проведенное здесь структурное бурение было сосредоточено, преимущественно, в пределах выявленных месторождений, а сейсморазведочные работы, проведенные в прошлом веке, ограничивались лицензионными площадями и имели невысокую разрешающую способность и относительно редкую сеть профилей. В связи с этим решение задачи поиска локальных структур наряду с накопленными геолого-геофизическими материалами должно базироваться на новых методах геологических исследований.

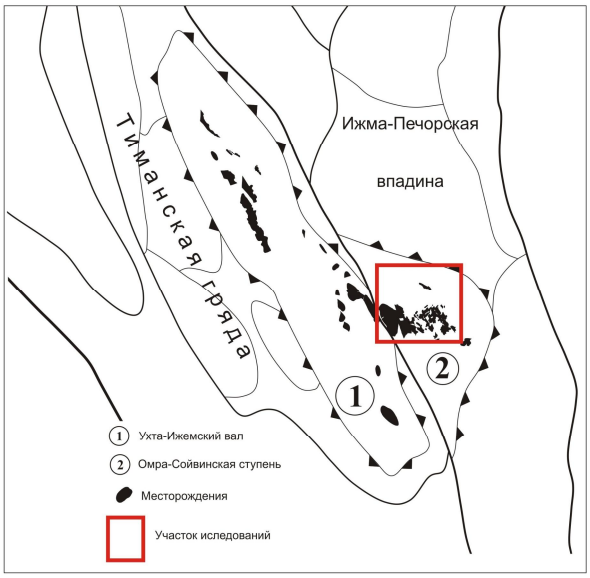


Рис. 1. Тектоническая схема района исследований

С этой целью данная территория была исследована с помощью высокоразрешающих многоспектральных и радиолокационных космических снимков.

Омра-Сойвинская ступень как положительная структура сформирована над крупным, наклоненным на восток блоком фундамента, сложенным преимущественно интрузивными породами. Характерной особенностью строения ступени и осложняющих ее локальных структур является, в основном, поперечное простирание по отношению к северо-восточному склону Тимана, сундучная форма и косая ориентировка локальных структур к оси ступени [1]. Проведенной геологической съемкой установлено, что тектоническое строение платформенного чехла находится в прямой зависимости от движений и структурных форм фундамента. Установлено, что стыкам двух соседних блоков или систем блоков, перемещающихся в вертикальном направлении относительно друг друга, в покрывающем фундамент осадочном чехле соответствуют флексуры, либо дизъюнктивные нарушения и значительные изменения мощностей нижних горизонтов осадочного чехла.

Кобруновым А. И. и др. (1997 г) в результате интерпретационных работ, обобщающих материалы сейсмических, гравиметрических и геологических работ было выявлено более сложное тектоническое строение территории. Моноклинальное погружение пород в северном направлении осложняется структурными носами, воздымающихся в южном направлении, осложненных локализующимися в их пределах небольшими локальными структурами. В простирании выделенных по данным сейсморазведки разрывных нарушений прослеживаются два основных направления: субмеридиональное и северо-

западное. Дизъюнктивные нарушения субмеридионального направления, характеризуются, по мнению авторов, конседиментационным развитием, а нарушения северо-западного простирания постседиментационным характером образования. Кроме того, дизъюнктивные дислокации образуют серии грабенообразных прогибов.

В результате проведенного структурно-тектонического анализа космических снимков были спрогнозированы ряд пликативных и дизъюнктивных объектов (рис. 2). Спрогнозированные объекты были сопоставлены со структурными построениями, выполненными по результатам сейсморазведочных работ (рис. 3). Для удобства изложения материала, выделенные прогнозные локальные структуры были определены по порядковому номеру.

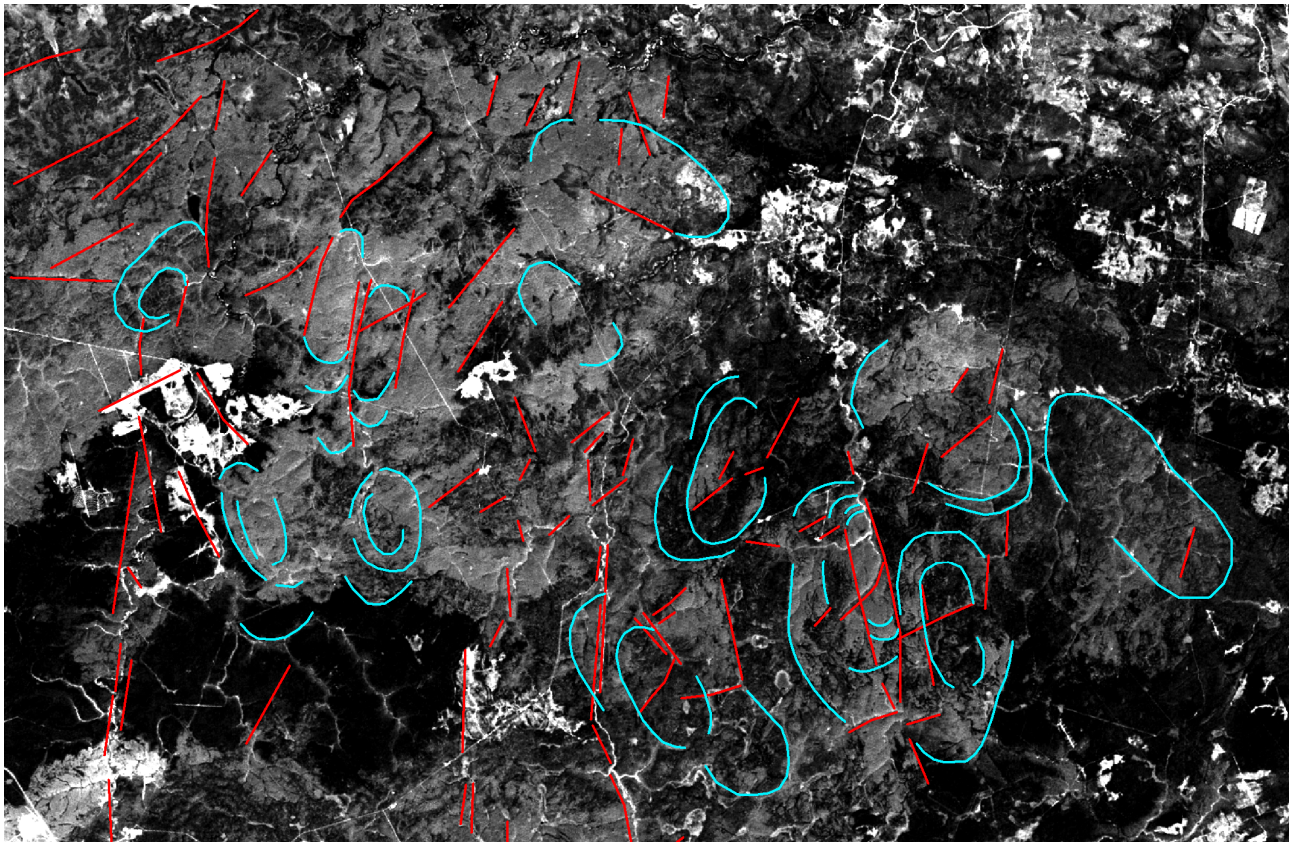


Рис. 2. Фрагмент снимка со спутника Landsat-7 и схема структурногодешифрирования

Прогнозные локальные поднятия №1 и №2 разделены грабенообразным прогибом, совпадающим с небольшим смешением с Нижне-Омринским-Сосновским грабеном, выделенным по отложениям среднего девона, протягивающегося в субмеридиональном направлении через всю площадь. По горизонтам осадочного чехла, выделенная структура субмеридионального простирания №2 приурочена к структурному выступу. Северо-западной периклинали Кадачской структуры, приурочена локальная структура №3, которая развернута относительно нее на северо-восток.

Располагающиеся западнее локальные структуры №4 и №5 имеют субмеридиональное простирание и осложнены на крыльях разрывными нарушениями. По подошве доманиковых отложений они располагаются в пределах относительного пологого выступа, однако, учитывая развитие по площади микрограбенов, а также на примере структур №1, 2 можно предполагать более сложное строение. Здесь, возможно, наличие микрограбена, либо приуроченность их к приразломным складкам.

Фиксируемое на материалах сейсморазведочных работ крупное разрывное нарушение, осложняющее структурный выступ, отражается на материалах космических съемок.

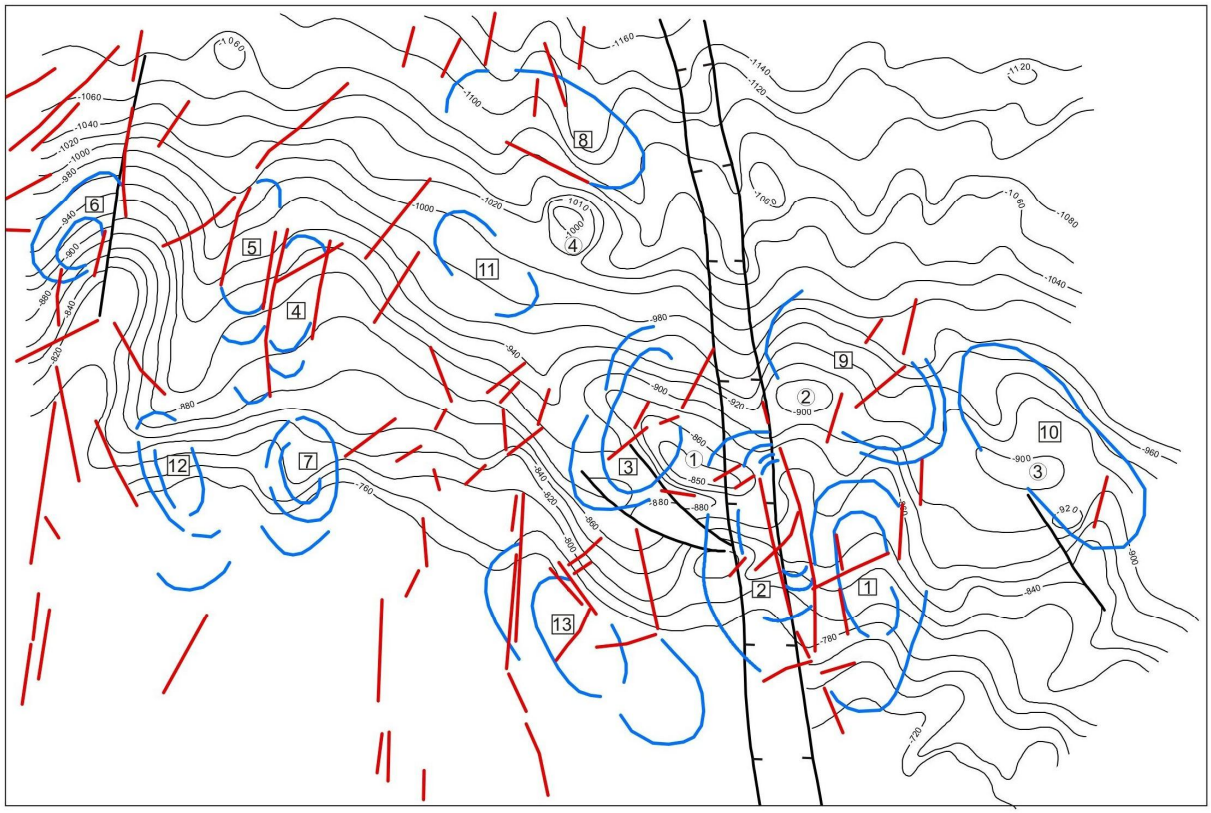


Рис. 3. Структурная карта по подошве доманикового горизонта (D_3dm) с элементами дешифрирования

совпадающих по ориентировке и протяженности группы дислокаций и приуроченности к ним локальной структуры №6, которую можно охарактеризовать как складку приуроченную к разлому.

Выделенные локальные структуры № 7, 8, 9, 10 приурочены по горизонтам осадочного чехла небольшим положительным перегибам слоев (№7), структурным носам (№8) и осложняющих их локальных структур (№9, 10).

Прогнозные локальные структуры №11, 12, 13 не отразилась на структурных построениях материалов сейсморазведочных работ, что может быть обусловлено нахождением в межпрофильном пространстве (№11), недостаточным количеством их пересечений (№12), либо их отсутствием (№13). Однако, не исключено наличие здесь структурных осложнений или небольших локальных поднятий.

Таким образом, всю совокупность выделенных локальных поднятий можно разделить на несколько типов (рис. 3): 1) структуры, приуроченные к микрограбенам – №1, 2, 4, 5; приуроченные к приразломным складкам – №6; к структурным носам и осложняющих их локальных поднятий и небольшим положительным структурным осложнениям пород чехла – №7, 8, 9, 10.

Спрогнозированные по космическим материалам разрывные нарушения имеют преимущественно две системы ориентировок: субмеридиональную и северо-западную. В некоторых случаях они образуют систему дискретных отрезков вытянутых в одном направлении. При интерпретации дизъюнктивных нарушений, выделенных различными методами (космическими и сейсмическими) наблюдается их пространственная

корреляция в западной части, в районе структуры №6, и в восточной части, в районе структур №1, 2. Отражение на материалах дистанционных съемок разрывных нарушений осадочного чехла может свидетельствовать об их активности на рельефообразующем этапе. что обусловило их проявленность в современном рельефе. Мелкие разрывные дислокации, выделенные на космических материалах, могут отражать трещиноватость верхней части разреза, не фиксируемую на сейсмических материалах.

Полученные результаты исследований погребенных форм осадочного чехла и фундамента, свидетельствуют об активно проявляющихся тектонических движениях последнего на рельефообразующем этапе, влияющего на переформирование структурных форм осадочного чехла. Приуроченность выделенных по космическим снимка локальных структур к положительным формам осадочного чехла свидетельствует об эффективности использования дистанционной информации полученной из космоса. В дальнейшем, основываясь на достигнутых результатах, возможно прогнозирование локальных структур, перспективных на обнаружение залежей углеводородов в пределах слабо изученных прилегающих площадях.

Литература

1. Структура платформенного чехла Европейского севера СССР. – Л.: Наука, 1982 г. – 200 с.

КИНЕМАТИКА И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.

Кохан А.В. [а], **Дубинин Е.П.** [б], **Грохольский А.Л.** [б], **Абрамова А.С.** [в]

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, кафедра Геоморфологии и Палеогеографии, Москва, Россия (kkkkk1987@mail.ru)*

[б] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, Россия (edubinin08@rambler.ru)*

[в] *Геологический институт РАН, лаборатория Геоморфологии и Тектоники Дна Мирового Океана,, Москва, Россия*

Введение

Хребет Книповича протягивается более чем на 550 км вдоль Шпицбергенской континентальной окраины от 73°45’ до 78°35’ с.ш. [7] Он ограничен хребтом Мона на юге, с которым сочленяется под углом 102 градусов. На севере он соединяется по системе трансформных разломов северо–западного простирания (трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский) с коротким спрединговым центром – хребтом Моллой.

К северу от этой системы трансформных разломов протягивается косая по отношению к направлению раздвижения плит структура трога Лена. Еще севернее располагается ультрамедленный спрединговый хребет Гаккеля. Судя по особенностям истории развития, морфологии рельефа, геологическому строению этих структур все их можно объединить в транзитную зону, сформировавшуюся между двумя спрединговыми хребтами – Мона и Гаккеля. Формирование этой системы хребтов и разломов шло в рамках существовавшей сдвиговой зоны, которая вследствие изменения направления движения плит региона приобрела раздвиговуй компоненту. Это событие, произошедшее 30-35 млн лет назад привело к формированию молодой нестабильной системы структур с аномальными геологическими, геоморфологическими и геофизическими свойствами [7]. Данная работа посвящена хребту Книповича как наиболее изученной части этой системы.

Общая характеристика хребта Книповича

Хребет Книповича занимает уникальную геодинамическую нишу в пределах региона. Эта структура является главным элементом транзитной зоны между хребтами Гаккеля на севере и Мона на юге. Хребет образует на юге с рифтовой зоной хребта Мона угол в 102º, сочленение происходит без трансформного сдвига. На севере его ограничивает разломная зона Моллой, с которой хребет сочленяется под углом в 60º. Общее направление рифтовой долины наклонно по отношению к предсказанному направлению вектора движения плит (307º) [7, 8]. Это приводит к косому спредингу на протяжении всего хребта. Направление хребта меняется на 75º50’ с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку 000º-007º(002º), а южнее 343º-350º(347º). Таким образом, отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37º , а в южной 50º [9].

В поперечном сечении хребет явно асимметричен – его западный фланг значительно шире восточного, на нем выделяется 6-7 гряд. На восточном фланге отмечаются лишь три гряды, что связано с обильным поступлением осадков со Шпицбергенской континентальной окраины [2]. Долина хребта Книповича на большем протяжении имеет V-образный поперечный профиль. Ее средняя глубина – 3500 м, средняя ширина – 14 км [8]. Борта долины осложнены террасовидными уступами [3].

Осевая долина хребта Книповича совпадает с поясом минимальных значений гравитационных аномалий в свободном воздухе, значения которых достигают здесь минус 10 – 20 мГал [7]. Магнитное поле северной части Норвежско–Гренландского бассейна резко отличается от поля типично спрединговых хребтов Мона и Гаккеля. Здесь преобладает мозаичный тип аномаль-

ного магнитного поля с отчетливо выраженным северо–восточным простиранием аномалий. Спрединговый тип аномалий имеет локальное распространение, пространственно не совпадая с геоморфологической структурой хребта Книповича. Ширина зоны спрединговых аномалий уменьшается с юга на север от 250 км у Гренландского порога до 25 км у Шпицбергенского [2].

Специфической особенностью хребта Книповича является излияние наиболее глубинных по происхождению расплавов Na–типа, что отражает иной по сравнению с хребтами северной Атлантики геодинамический режим и фиксирует более холодную литосферу [3]. Вулканические породы относительно обогащены натрием, кремнием, калием и обеднены железом [5]. В зоне хребта Книповича развиты базальты, характерные для молодого спредингового процесса [2, 5]. По особенностям своего химического состава исследованные базальты ближе всего к толеитам Красноморского рифта, который отличается молодым возрастом и заложен на древней континентальной коре Африкано-Аравийского кратона [2]. Характерно так же, что на всем протяжении хребта Книповича спрединговые аномалии отличаются низкими значениями напряженности магнитного поля – не более 100-200 нТл [2].

Таким образом, хребет Книповича является косым ультрамедленным спрединговым хребтом. Хребет характеризуется отчетливым отображением в рельефе дна, геофизических полях и отмечается приуроченностью к нему полосы эпицентров землетрясений. Он занимает косоориентированное положение по отношению к более древним структурам, как бы накладываясь на первичную структуру океанического бассейна. Развитие структурного плана шло не только в результате сложного сочетания раздвиговых и сдвиговых движений при раскрытии океанического дна, но и в условиях смены преобладания ролей этих составляющих. При этом, геоморфологическая структура хребта Книповича пространственно не совпадет с общей картиной магнитного поля. Факт наличия аномальных по составу базальтов подчеркивает сложность вопроса возникновения и истории развития хребта Книповича.

Кинематика спрединга хребта Книповича.

Рифтовая зона хребта несколько раз меняет свое простирание при движении с юга на север. В ее пределах можно выделить несколько сегментов с различными кинематическими показателями. Как уже отмечалось, сегментация хребта Книповича формируется короткими магматическими сегментами. Между ними простираются с различным азимутом протяженные амагматичные сегменты.

Соотношение эффективных составляющих скорости со сдвиговыми скоростями, стабильно колеблется около 1 вдоль всего хребта. Только сегмент, протягивающийся от 74°45’ до 76° с.ш., характеризуется значительным превышением сдвиговой компоненты над раздвиговой. Данный участок хребта, по всей видимости, постепенно эволюционирует в трансформный разлом.

В северной, более молодой части хребта сегменты с неустойчивым соотношением компонент скорости спрединга, приближающимся к единице, также в будущем могут развиться в такие трансформные смещения.

Морфоструктурная сегментация хребта Книповича и ее связь с кинематикой спрединга

Для построения продольного профиля через рифтовую долину были использованы батиметрические данные, полученные в ходе 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» [4].

По продольному профилю через рифтовую долину, было выделено 5 магматичных сегментов, превышение которых составляет не менее 500 м над прилегающими глубоководными бассейнами. Они разделяют 6 амагматичных сегментов, которые представлены узкими вытянутыми глубоководными бассейнами, глубина которых относительно гребневой зоны составляет около 1000-1500 м. Магматичные сегменты представляют собой вулканические поднятия высотой 500-1200 м ориентированные ортогонально направлению растяжения. Субор-

тогонально ориентируются и разломы, причем они полностью преобладают в популяциях трещин, зафиксированных в данных районах [7, 9]. В их пределах в обилии встречаются вулканические постройки центрального типа, свежие лавовые потоки, очаги гидротермальной активности [4, 8, 9]. Каждому из них соответствует минимум МАБ, причем относительное превышение прямо пропорционально величине минимума аномалии [9]. За пределами оси на 50-100 км в рельефе дна прослеживаются субпараллельные поднятия, фиксирующие стабильное функционирование вулканических центров на протяжении последних нескольких миллионов лет.

Ареалы магматизма – магматичные сегменты хребта приурочены к районам изменения простирания его рифтовой оси. По всей вероятности, они приурочены к зонам повышенной трещиноватости. Они имеют длину от 4,5 км до 16,5 км и ширину от 3,6 км до 13,7 км Морфологически они выражены в виде сконцентрированных и выстроившихся в цепочку бугристых вулканических конусов и кратеров, серии островершинных хребтов, расположенных на фоне глубоководных бассейнов в пределах днища рифтовой долины. В пределах бортов рифтовой долины их сопровождают поднятия аналогичной ориентировки, которые достигают глубин в 700-800 м [4].

В районе сегментов простирание оси значительно меняется. Расстояния между магматичными сегментами хребта Книповича равняется около 85-100 км, при глубине фундамента около 4000 м (средняя мощность осадков берется за 500 м) [4].

Магматические сегменты разделяют протяженные амагматичные троги, представленные глубоководными бассейнами длиной от 31 до 143 км, в ширину от 6,3 до более 10 км, глубина бассейнов составляет от 3400 до 3700 м. Магматичные сегменты смещают бассейны друг относительно друга, так же наблюдается смена ориентировки каждого бассейна-сегмента от 340° до 011° [7, 8, 9]. Разломы в пределах каждого сегмента ориентируются субпараллельно простиранию, возрастает доля сдвигов, субпараллельных растяжению [8]. В пределах каждого сегмента наблюдается рассеянный вулканизм. Так же в пределах каждого сегмента наблюдаются островершинные (до 400 м) хребты, ориентированные ортогонально к направлению спрединга. По мнению К.Окино с соавторами, эти возвышенности являются магматически нестабильными и короткоживущими вулканическими центрами. По данным сонарной съемки, они так же покрыты лавовыми потоками [7, 9].

Таким образом, амагматичные сегменты отличаются следующими особенностями: они ориентированы косо по отношению к направлению спрединга, выполняя роль нетрансформных смещений для магматичных сегментов. Морфологически они выражены в виде глубоководных вытянутых бассейнов, характеризуются рассеянным вулканизмом. Так же в пределах бассейнов наблюдаются нормальные сбросы, ориентированные косо по отношению к основному тренду хребта. По всей видимости, амагматичные сегменты отвечают за перераспределение напряжений между типичными раздвиговыми структурами магматических сегментов на фоне существования компоненты сдвига в развитии хребта, а также компоненты сжатия.

В рельефе хребта четко отражается зависимость от кинематики спрединга. Южный участок хребта в районе сегмента 5М характеризуется более свдиговой природой спрединга. Здесь отклонение от нормального направления спрединга составляет 50°. Угол α между простиранием хребта и направлением раздвижения плит составляет 40°. В рельефе формируется бассейн типа пулл-эпарт, ортогонально ориентированный к направлению спрединга. С севера к нему примыкают структуры сильносдвигового сегмента. В рельефе они выражены системой протяженных впадин с минимальными проявлениями вулканизма. Северный участок хребта в районе сегментов 1М, 2М, 3М характеризуется более ортогональным растяжением. Здесь отклонение от нормального направления спрединга составляет 37°, α=53°. В рельефе эти изменения фиксируются сокращением длины сдвиговых сегментов и выражающих их в рельефе впадин до 15-20 км. При этом длина и количество

магматических сегментов возрастает. Все они характеризуются обильными проявлениями вулканических конусов и свежих лавовых потоков.

Экспериментальное моделирование структурообразования в рифтовой зоне хребта Книповича

Эксперименты проводились с учетом критериев подобия [6], на установке, модельном материале и по методике, описанным в работе [1]. Скорость растяжения в модели составляла ~$1{,}67*10^{-5}$ м/с. Были заданы ослабленные линейные зоны, генеральные тренды которых соответствуют современным ориентировкам хребтов Мона и Гаккеля. Их соединяла ослабленная зона, соответствующая общему тренду структур хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов. Так же учитывалась ориентировка моделируемых хребтов по отношению к вектору растяжения. В модели изменялись угол наклона ослабленной зоны по отношению к растяжению, а также ширина ослабленных зон. Были проведены эксперименты по моделированию структурообразования как для всей транзитной зоны, так и для отдельных сегментов хребта с характерными для них углами α.

В модели разрушение всегда происходило в ослабленных зонах хребтов Мона и Гаккеля и приобретало сходную с этми хребтами сегментацию. В пределах ослабленной зоны косого модельного хребта «Мона» сегментация трещин носила S-образный эшелонированный характер, а в пределах ортогонального хребта «Гаккеля» трещины были прямолинейными, неэшелонированными, сильноудлиненными. Для их дальнейшего развития были возможны два варианта: либо они сталкивались под прямым углом с толстым блоком континентальной коры под углом 15-20º, либо заворачивали в пределы ослабленной зоны. В любом случае, они определяли дальнейшее развитие системы трещин.

В пределах ослабленной зоны модельного хребта Книповича сегментация носила сильносдвиговый характер. Фактором, определяющим сегментацию этих структур, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. Была проведена серия экспериментов при которой этот угол менялся от 10 до 50°. При этом было установлено, что постепенно при увеличении угла наклона длина сдвиго-раздвигов и раздвигов нарастает. Определяющими при наклоне в 10-20° являются чистые сдвиги. При наклоне в 20-25° наблюдается система сдвиго-раздвигов с преобладанием сдвига. При наклоне в 25-35° сдвиги и раздвиги характеризуются примерно равным соотношением по длине. При угле больше 35° раздвиги начинают преобладать, однако значительная компонента раздвижения в их кинематике все еще присутствует вплоть до угла 50°.

Наиболее сложная сегментация наблюдалась в серии экспериментов, моделирующей общую геодинамику всей транзитной зоны от хребта Мона до хребта Гаккеля. При этом соблюдалась ориентировка всех структур относительно растяжения, а угол наклона транзитной ослабленной зоны составлял 30-35°. В этом случае в пределах ослабленной зоны формировались структуры типа «пулл-эпарт», короткие бассейны растяжения, ориентированные либо ортогонально к растяжению, либо под углом 10-20° к его вектору, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами. Причем изначально закладывались зоны растяжения, которые спустя некоторое время соединялись сдвигами. Сегментация всей системы была нестабильна, наблюдались многочисленные перескоки и отмирания отдельных элементов спрединговой оси.

В третьей серии экспериментов была рассмотрена сегментация северного и южного участков хребта Книповича, чьи морфологические и кинематические различия были описаны выше. Главной отличительной особенностью сегментации ослабленной зоны ориентированной под углом в 50° к направлению растяжения является наличие многочисленных эшелонированных трещин преимущественно ортогональной ориентировки к направлению растяжения. При этом практически пропадают структуры, которые отвечают преимущественно за сдвиг. Сходная картина наблюдается в пределах днища рифтовой долины на северном участке хребта. Ослабленная зона, ориенти-

рованная под углом в 40° моделировала южный участок хребта. Для нее было характерно наличие протяженных косых сдвиго-раздвигов, ориентированных под углом в 10-15° к растяжению, причем длина сдвигов в этих экспериментах была большей. Аналогичная картина наблюдается в пределах южного сегмента хребта Книповича, где косые бассейны пулл-эпарт (ориентированные под углом в 5-10° к направлению растяжения) соединяются более протяженными, чем на северном участке хребта сдвиговыми зонами.

Заключение

Проведенный анализ кинематики, морфологии, морфоструктурной сегментации и механизмов структурообразования рифтовой зоны хребта Книповича позволяет сделать следующие выводы. В настоящее время хребет является неустойчивой, формирующейся границей плит. На протяжении его развития в регионе чередовались геодинамические обстановки с преобладанием сдвига и раздвига. В результате в настоящее время эти компоненты конкурируют в формировании структурного плана рифтовой зоны хребта. Экспериментальное моделирование показало, что даже при незначительном изменении составляющих сдвига и раздвига и ориентировки сегментов хребта характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны, будет изменяться от сдвиговых до сдвиго-раздвиговых. При этом формируются бассейны типа пулл-эпарт, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами различной длины. Первые выражены в рельефе в виде ортогональных к оси растяжения вулканических поднятий, вторые – в виде трогов и слабоудлиненных впадин с редуцированными проявлениями вулканизма.

Литература

1. *А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин* Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника, 2006, №1, С. 76-94
2. *В. В. Верба, Г. П. Аветисов, Т. В. Степанова, Л. Е. Шолпо.* Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле, 2000, Т. 2, № 4.
3. *Е.А. Гусев, С.И. Шкарубо* Аномальное строение хребта Книповича // Российский жур-нал наук о Земле, 2001, Т. 3, №2, С. 165-182.
4. *Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О. и др.* Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24-26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006 – 2009 гг.). // Международный полярный год, Труды. 2010. Том 4. Науки о Земле. в печати.
5. *Н. М. Сущевская, А. А. Пейве, Б. В. Беляцкий* Условия формирования слабообогащенных толеитов в северной части хребта Книповича // Геохимия, 2010, №4, С. 339-356
6. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика, 1983, №10, С. 10-19.
7. *Crane K., Doss H. et al.*. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovoch ridge // Marine Geophysical Researches. Vol. 22. 2001. pp. 153-205
8. *Curewitz D., Okino K., et al.*. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74_30°N-77_50°N // Journal of Structural Geology. Vol. 32, 2010, pp. 727–740
9. *Okino K., Curewitz D., et al.*. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth and planetary science letters, Vol. 202, 2001, pp. 275-288.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГЛУБОКОПОГРУЖЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НГБ (ЯНАО)

Кравченко М.Н.

Федеральное Государственное Унитарное Предприятие «Всероссийский Научно-Исследовательский Геологический Нефтяной Институт»
(resurs@vnigni.ru)

Северная часть Западно-Сибирской геосинеклизы характеризуется большой мощностью осадочного чехла, также широким развитием палеозойских образований, осадочно-вулканогенного триаса и отложений юрского комплекса. На большей части ЯНАО палеозойский чехол залегает на больших глубинах, превышающих 5500 м. Максимальные глубины кровли осадочного триаса приурочены к Большехетской впадине – 7800 м, а на структурах Мессояхского порога глубина залегания до 5500 м. Согласно количественной оценке 2002 г. прогнозные ресурсы Д1+Д2 палеозойского НГК составляют почти 6% НСР ЯНАО, прогнозные ресурсы Д1+Д2 юрского комплекса - 30% НСР ЯНАО (13,3% - J2, 6% - J1). Также следует отметить, что эти комплексы наименее изучены глубоким бурением, что и служит причиной сложившейся структуры начальных суммарных ресурсов НСР.

В результате бурения и исследования сверхглубокой скважины СГ-7 (Ен-Яхинская) – глубиной 8250 м внесены существенные коррективы в представления о строении глубоких горизонтов и подтверждены высокие перспективы газоносности вскрытых глубинных комплексов. В юрских, триасовых и пермских отложениях выделены аккумулирующие коллекторские и флюидоупорные толщи. Результаты исследования разреза СГ-7 подтвердили развитие природных резервуаров на больших глубинах. Сложнопостроенные коллекторы порового, порового-трещинного и трещинного типов выявлены как в терригенных породах триаса и нижней юры, так и в вулканитах нижнего триаса и перми, вплоть до глубин 7-8 км [2]. При испытании СГ-7 получены притоки газа, обогащенного метаном (более 90%), из следующих интервалов 6039-6055 м, 6094-6111 м, 6365-6380 м, 6539-6567 м, 6750-6760 м, 7024-7163 м. (В Ярудейской 38 – притоки нефти)

В результате бурения и исследования сверхглубокой скважины СГ-6 (Тюменская) нефтегазоматеринские породы зафиксированы в гораздо большем интервале глубин, чем предполагалось, опровергнуты представления о непрерывном уплотнении терригенных пород и отсутствии коллекторов на больших глубинах, установлена значительная роль процессов разуплотнения [1].

В качестве ловушек УВ можно рассматриваются песчано-алевролитовые толщи новоуренгойской свиты J1, витютинской, варенгаяхинской, пурской свит тампейской серии триаса и вулканогенно-осадочную толщу короточаевской свиты красноселькупской серии нижнего триаса. В качестве регионального флюидоупора можно рассматривать преимущественно глинистые отложения ягельной свиты J1 мощностью до 120 м.

Особенный интерес вызывает наиболее изученная Надым-Пурская НГО, в трех нефтегазоносных районах которой (Уренгойском, Надымском и Губкинском) открыты залежи УВ ниже отметки в 4000 м. В ачимовском НГК залежи нефти на Уренгойском месторождении (глубина залегания пластов от 4033 до 4180 м, запасы категории АВС1+С2 - 103,3 млн.т), Северо-Самбургском месторождении (глубина залегания пластов от 3959 до 4088 м, запасы нефти категории АВС1+С2 – 85,9 млн.т) и Оликуминском месторождении (глубина

залегания пласта 3952-4010 м, АВС1+С2 – 22,4 млн.т). В верхнеюрском НГК открыты залежи на Западно-Юбилейном месторождении на глубине 4000-4013 м, запасы нефти АВС1+С2 составляют 21,7 млн.т. В среднеюрском НГК открыты залежи нефти на Уренгойском месторождении (3961-4078 м, АВС1+С2 – 5,2 млн.т.) и на Оликуминском месторождении (4178 – 4259 м, АВС1+С2 – 37,8 млн.т).

Залежи газа на глубине свыше 4000 м открыты в ачимовских отложениях на Уренгойском месторождении (3880-4030 м, АВС1+С2 – 4,0 млрд.м3) и на Ямбургском месторождении (4039-4082 м, АВС1+С2 – 192,3 млрд.м3). В верхнеюрских отложениях – Западно-Юрхаровское месторождение (4193-4227м, АВС1+С2 = 47,5 млрд.м3). В средней юре открыты залежи на Южно-Песцовом месторождении (4193-4204 м, АВС1+С2 – 43,3 млрд.м3) и на Ямбургском месторождении (4037-4219 м, АВС1+С2 – 11,4 млрд.м3).

Тенденцией последних лет стало увеличение приростов запасов нефти и газа за счет доразведки более древних глубокопогруженных горизонтов осадочного чехла уже открытых месторождений. Этаж нефтегазоносности на таких месторождениях достигает 2,5 км (Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение).

Анализ результатов бурения скважин Тюменская, Ен-яхинская, Ярудейская, а также открытие новых залежей в глубокопогруженных горизонтах на уже известных месторождениях данного района доказывает наличие коллекторов и покрышек на глубине ниже отметки 4000 м. Очевидна необходимость дальнейшего изучения этого объекта поиска – уточнение границ распространения нижне-среднеюрских и триасовых отложений, выявление исходных нефтематеринских толщ.

Результаты начального этапа сверхглубокого бурения на севере Западной Сибири подтверждают высокую перспективность глубокопогруженных отложений не только на газ, но и на нефть и ставят проблему более ускоренного развития исследований глубоких горизонтов.

Литература

1. *Т.В. Белоконь-Карасева, С.Е. Башкова, Г.Л. Беляева и др.* «Перспективы нефтегазоносности глубоко погруженных отложений севера Западной Сибири по данным сверх глубокого бурения». Геология нефти и газа, № 6, 2006 г.
2. *И.А. Плесовских, И.М. Нестеров (мл.), Л.А. Нечипорук и др.* «Особенности геологического строения северной части Западно-Сибирской геосинеклизы и новые перспективные объекты для поисков углеводородного сырья». Геология и геофизика, № 9, т. 50, 2009 г.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Криволуцкая Н.А. [а], **Соболев А.В.**[а], **Гонгальский Б.И.** [б], **Свирская Н.М.**[а], **Рощина И.А.** [а], **Кузьмин Д.В.** [в], **Симакин С.Г.** [г], **Шлычкова Т.Б.** [а]

[а] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия (nakriv@mail.ru)*

[б] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[в] *Институт химии им.Макса Планка, Майнц, Германия*

[г] *Институт информатики и микроэлектроники РАН, г. Ярославль*

Введение

В пределах Норильского района, расположенного на севере Сибирской трапповой провинции, широко распространены ультрабазит-базитовые массивы. Их геохимические особенности близки к породам туфо-лавовой толщи [1,4], но вопросы корреляции интрузивных и эффузивных пород в районе до сих пор окончательно не решены. Между тем, ответы на них имеют огромное значение как для выяснения общей эволюции магматизма в раннем триасе на этой территории, так и для оценки потенциальной рудоносности массивов разных комплексов (поскольку уникальные Pt-Cu-Ni месторождения локализованы в единичных из них - Талнахском, Хараелахском, Норильск 1).

Методы решения и объекты исследования

Для установления возможных вулкано-плутонических [5, 6] систем в Норильском районе проводились детальные исследования разрезов туфо-лавовой толщи в разных его тектонических структурах и определение положения интрузивов в осадочных и вулканических породах. Принадлежность базальтов и интрузивов к определенным свитам и комплексам устанавливалась на основании их петро-геохимических характеристик, полученных с помощью методов индуктивно связанной плазмы и рентгенофлуоресцентного (ICP-MS, LA ICP-MS и XRF). При сопоставлении различных по рудоносности массивов большое внимание было уделено составам породообразующих минералов, исследованных на электронном и ионном микрозондах (Jeole SuperProbe 8200, Cameca 4-mfs). С разной степенью детальности было изучено 19 интрузивов разной степени рудоносности – от содержащих сплошные руды до безрудных.

Результаты исследований

Подразделение интрузивных пород на комплексы в Норильском районе традиционно осуществлялось согласно их внутреннему строению, как правило, отражающему степень дифференцированности исходной магмы [2]. Этот принцип удобен при первичной диагностике интрузивных тел, однако не может использоваться для более глубоких выводов и анализа процессов рудоотложения, связанного с базитовым магматизмом.

На основании детальных геохимических исследований магматических пород трапповой формации, было установлено, что как лавы, так и интрузивы подразделяются на 3 главных типа: 1) с повышенным Gd/Yb отношением (породы ивакинской и гудчихинской свит и соответственно массивы ергалахского комплекса и скв. Ф-225), 2) с низким Gd/Yb отношением, но обогащенные крупноионными литофильными элементами (базальты надеждинской свиты - интрузивы нижнеталнахского типа) 3) с низким Gd/Yb отношением, но с рядовыми содержаниями крупноионных литофильных элементов (базальты моронговской - мокулаевской свит – рудоносные интрузивы норильского комплекса, а также базальты кумгинской-самоедской свит и интрузивы далдыканского комплекса с повышенными

концентрациями титана). Сопоставление рудоносных и безрудных массивов между собой, а также с вулканическими образованиями должно проводиться только в пределах выделенных типов.

Соотношение вулканитов и интрузивов. В последние годы в результате геологоразведочных работ было установлено, что свиты, рассматривающиеся как комагматы рудоносных интрузивов (туклонская и надеждинская), прорываются интрузивами с богатыми рудами, поэтому не являются членами единой вулканно-плутонической ассоциации. Это продемонстрировано на примере рудоносного Масловского интрузива (рассматриваемого как продолжение массива Норильск 1), расположенного выше в стратиграфическом разрезе по сравнению с другими массивами норильского комплекса. Верхняя его часть локализована в породах надеждинской свиты [3].

Сопоставление рудоносных и безрудных массивов. Для сопоставления безрудных и рудоносных массивов норильского комплекса использовались геохимические особенности пород, а также главных породообразующих минералов, особенно оливинов из габбро-долеритов. Было установлено, что по содержаниям редких элементов в оливинах пикритовые габбро-долериты массивов разной степени рудоносности принципиально отличаются друг от друга: в массивах со сплошными рудами накопление ТРЗ в процессе фракционной кристаллизации в оливинах происходит в 2-3 раза быстрее, чем в в оливинах из слабо оруденелых и безрудных массивах. По этому признаку массивы с уникальным оруденением Талнахский, Хараелахский и Норильск 1 отличаются от массивов Норильск 2, Зуб-Маркшейдерского и др. Менее отчетливо выявленные различия характерны и для пироксенов. Однако эти различия почти нивелируются в вышезалегающих породах (оливинсодержащих габбро-долеритах). Одним из важных выводов, полученных при сравнительном изучении оливин-шпинелевого равновесия, а также исследования флюидных включений в оливинах с помощью рамановской спектроскопии, является заключение о более восстановительных условиях кристаллизующихся магм безрудных массивов.

Заключение

Массивы норильского комплекса были сформированы в результате самостоятельного магматического этапа в постморонговское (или даже более позднее время) во время образования трапповой толщи. Образование руд в пределах отдельных интрузивов определялось во многом внутрикамерными условиями кристаллизации, в том числе и окислительно-восстановительными условиями в этот период.

Литература

1. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М: Госгеолтехиздат, 1959, 61 с.
2. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология ультрабазитов Севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: «Наука», 1975. 271 с.
3. *Криволуцкая Н.А., Рудакова А.А.* Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия, № 7, 675-698.
4. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: «Эслан», 2006, 496 с.
5. *Радько В.А.* Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991, № 11, С. 19-27.
6. *Naldrett, A.J.* A Model for the Ni–Cu–PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalt // *Econ. Geology*, 1992, V. 87, P. 1945–1962.

СВИДЕТЕЛЬСТВА КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ УСПЕНСКОГО МАССИВА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Крук Н.Н [а], Москаленко Е.Ю. [б], Киселева В.Ю. [а], Серов П.А. [в]

[а] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия (kruk@uiggm.nsc.ru)*
[б] *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия (emoskalen@mail.ru)*
[в] *Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия (mozay@mn.ru)*

Пересыщенные глиноземом гранитоиды (высокоглиноземистые гранитоиды по [1] или гранитоиды S-типа по [2]) представляют собой особый класс кислых интрузивных пород и являются типоморфными для зон континентальной коллизии. Формирование их традиционно связывается с плавлением метаосадочных пород верхней коры, утолщенной в результате коллизионных процессов. При этом роль мантийных источников либо отрицается вовсе, либо считается пренебрежимо малой.

Однако, накопленные за последние десятилетия геолого-петрологические данные, свидетельствуют о том, что 1) высокоглиноземистые гранитоиды могут формироваться не только в зонах коллизии, но и в значительно более широком диапазоне тектонических условий, включая трансформные континентальные окраины, внутриплитные обстановки и т.д.; 2) высокоглиноземистые гранитоиды часто сопровождаются проявлениями синхронного базитового магматизма, что заставляет предполагать участие в их генезисе мантийных магм. В этом отношении весьма интересны результаты исследования Успенского гранитоидного интрузива в Южном Приморье, излагаемые в настоящей работе.

Успенский массив расположен на юге Приморского края, на побережье Японского моря и представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении интрузивное тело с размерами 40 х 10 км, прорывающее юрские терригенные отложения кривинской серии. Массив сложен породами двух интрузивных ассоциаций: 1) гранат-двуслюдяные и гранат-биотитовые гранит-лейкограниты; 2) биотитовые (± амфибол) гранодиориты и меланограниты. Внедрение гранитоидов происходило в антидромной последовательности. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 103,3±2,4 млн. лет [3], что соответствует раннему альбу и совпадает с периодом тектонической активизации Центрально-Сихотэ-Алинского и Партизанского разломов, связанной с существованием на Дальнем Востоке России трансформной континентальной окраины [4].

По химическому составу гранитоиды Успенского массива представляют собой породы нормальной щелочности с существенно калиевой специализацией щелочей и повышенными содержаниями глинозема, отвечая высокоглиноземистым гранитоидам по [1] или гранитам S-типа по [2].

Геохимические характеристики пород двух ассоциаций существенно различаются [5]. Так гранатсодержащие гранит-лейкограниты характеризуются повышенными концентрациями редких щелочей (до 250 г/т Rb), Th и U, низкими содержаниями Sr (20 – 25 г/т), Ba (30 – 80 г/т), Hf (1 – 2,5 г/т) и Zr (11 – 30 г/т). Для пород характерны нижекларковые содержания редкоземельных элементов (32 – 92 г/т). Спектры распределения РЗЭ имеют квазисимметричную форму ($(La/Yb)_N$ = 1,4 – 2,5) и глубокие ($(Eu/Eu^*)_N$ = 0,08 – 0,14) минимумы. Значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах

ранней ассоциации составляет 0,70608 – 0,7062; ε(Nd)t = -3,0…- 3,5. Биотитовые (±амфибол) гранодиориты и меланократовые граниты поздней ассоциации по большинству редкоэлементных характеристик близки к среднему составу гранитоидов S-типа по (6). Однако содержания Sr (300 – 350 г/т) и Ba (450 – 650 г/т), а также суммарные концентрации РЗЭ (до 200 г/т) несколько превышают уровень, типичный для высокоглиноземистых гранитоидов; в этом отношении они обнаруживают некоторые признаки пород монцонитоидного ряда. В наиболее кремнекислых породах (гранитах) эти отличия становятся менее заметными. Гранитоиды поздней ассоциации характеризуются неоднородностью изотопных характеристик: $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ = 0,70441 – 0,70636; ε(Nd)t = -2,4…-0,6.

Наличие базитового магматизма, синхронного с формированием гранитоидов Успенского массива, фиксируется по наличию постгранитных даек, сложенных серией пород от габбро и меланодиоритов до гранодиоритов и гранитов. Кроме того, для гранитоидов поздней ассоциации характерно наличие округлых шлировидных выделений меланократовых пород (автолитов). Распределение их в породах крайне неравномерное, а наибольшая концентрация наблюдается в центральной части массива. Здесь исследованиями [7] зафиксирована зона мощностью более 500 метров, резко обогащенная меланократовыми включениями.

Общее простирание зоны субмеридиональное и совпадает с ориентировкой южной оконечности Центрально-Сихотэ-Алинского разлома в районе его выхода на побережье Японского моря в северной оконечности Успенского массива. В пределах этой зоны выявлено более десятка линейных тел мощностью от 1 до 10 метров, сложенных округлыми меланократовыми выделениями («автолитами») в гранодиоритах. Количество «автолитов» в этих телах непостоянно и, как правило, составляет около 50 – 60 об. %, в единичных случаях достигая 80 – 85 об. %. Размер включений варьирует от 1 – 2 до 50 – 60см. На контактах «автолитов» с гранодиоритами часто наблюдаются лейкократовые оторочки мощностью до 5см, сложенные кварцем, альбит-олигоклазом и калиевым полевым шпатом. Вне пределов линейных тел количество «автолитов» резко понижается, не превышая 15% в их непосредственном обрамлении и 3-5% - на удалении более 5 метров.

Собственно «автолиты» сложены средне-мелкозернистыми породами магматического облика с гипидиоморфнозернистой структурой, равномернозернистыми или (в краевых частях включений) слабопорфировидными, состоящими из плагиоклаза (олигоклаз – андезин), зеленовато - бурого амфибола (магнезиально-железистая роговая обманка с f = 37 – 49%), темно-коричневого биотита (сидерофиллит с f = 61 – 67%). В краевых частях «автолитов» обычны кварц и калиевый полевой шпат. По вещественному составу меланократовые включения варьируют от лейкогаббро до кварцевых диоритов (50 – 61% SiO_2), обогащенных калием (2,12 – 3,09% K_2O) и фосфором (0,22 – 0,45% P_2O_5) при умеренных содержаниях титана (0,8 – 1,3 % TiO_2). Редкоэлементный состав характеризуется повышенными содержаниями Sr, Ba, Zr (до 500, 550 и 180 г/т соответственно) и РЗЭ (суммарно – до 160 г/т). По этим особенностям наиболее основные разности «автолитов» близки к постгранитным габброидам и диоритам, единичные дайки и мелкие тела которых известны в центральной части Успенского массива.

Генезис меланократовых обособлений остро проблематичен. Ранее эти образования описывались как включения реститового материала в гранитоидах или кавитационные структуры [7, 8]. Учитывая их визуальное сходство с минглинг-дайками ряда регионов Центральной Азии, а также близость вещественного состава «автолитов» и постгранитных габброидов, мы считаем, что зона, обогащенная «автолитами», представляет собой частично дезинтегрированный «рой» минглинг-даек.

Формирование минглинг-даек сопровождалось реакционным взаимодействием между габброидами и гранитоидами. Первые признаки этого взаимодействия проявляются на расстоянии около 120м от зоны. Здесь в гранодиоритах появляется новообразованная низкоглиноземистая роговая обманка с f = 90 – 92% и крайне низким содержаниями F и Cl, начинает слабо возрастать основность плагиоклаза и незначительно падают содержания фтора в биотите. На расстоянии около 80м от зоны минглинг-даек в породах фиксируется появление акцессорного сфена.

В интервале расстояний 120 – 90м породы, несмотря на появление кальцийсодержащих темноцветных минералов, остаются пересыщенными глиноземом, сохраняя значения индекса Шенда на уровне 1,05 – 1,08. На расстоянии менее 90м от зоны минглинг-даек в породах фиксируется возрастание общей щелочности (за счет повышения содержаний Na_2O), и увеличение концентраций кальция при слабом падении кремнекислотности. При этом содержания калия и фемических компонентов остаются на прежнем уровне.

Наибольшие изменения минерального и вещественного состава зафиксированы для гранодиоритов, разделяющих отдельные минглинг-дайки. Эти породы недосыщены глиноземом (индекс Шенда 0,85 – 0,89), индекс щелочности в них за счет повышения концентраций Na достигает 0,69 (по сравнению с 0,58 – 0,61 для типичных гранитоидов массива), обычны акцессорные амфибол и сфен.

Синхронно изменяются изотопные характеристики гранитоидов. Если на удалении в 60м от зоны минглинг-даек для гранодиорита зафиксировано $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ = 0,7063, то для гранодиорита «внути» минглинг-дайки $\varepsilon(Nd)t$ = -2,5 и $(87Sr/86Sr)i$ = 0,7064, а для крупного «автолита» (по составу – меланодиорит) эти параметры составляют соответственно -2,6 и 0,7075.

В геохимическом отношении наиболее меланократовые породы «автолитов» близки к постгранитным габброидам, однако изотопные характеристики базитов, слагающих минглинг-дайки, и постгранитные мелкие тела не идентичны. Если для крупного «автолита» зафиксированы $\varepsilon(Nd)t$ = -2,6; $(87Sr/86Sr)i$=0,7075, то для меланодирита из постгранитной дайки значения этих параметров составляют -1,2 и 0,7055. Вероятнее всего наблюдаемое несоответствие обусловлено тем, что изотопные характеристики пород «автолитов» также существенно смещены за счет взаимодействия с гранитоидами.

Таким образом, что внедрение и кристаллизация синплутонических базитов сопровождались обменом веществом между габброидами и вмещающими их гранитоидами. Признаки этого взаимодействия фиксируются по изменению как минерального состава пород, так и их геохимических (включая изотопные) характеристик. Масштабы этого процесса на уровне становления интрузива относительно невелики: объемы «гибридных» гранитоидов сопоставимы с объемами базитов минглинг-даек и составляют лишь доли процента от общего объема пород массива. Однако при магмогенерации масштаб корово-мантийного взаимодействия, вероятно, значительно больше. Косвенно на это указывают результаты геохимического моделирования, основанные на содержаниях редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Успенского массива и их наиболее вероятном протолите – осадочных породах кривинской серии.

Моделирование проводилось для условий порционного плавления с учетом экспериментальных данных [9]. Его результаты показывают, что формирование пород ранней ассоциации (гранатсодержащих гранит-лейкогранитов) могло быть следствием частичного плавления (около 15%) осадочных пород при P<5 кбар и содержании воды более 2% в равновесии с кварц-биотит-двуполевошпатовым (± кордиерит) реститом. Результаты моделирования не противоречат данным по изотопному составу Nd в осадочных породах кривинской серии ($\varepsilon(Nd)_{100}$ = -2,0…-3,0).

Попытка рассчитать геохимическую модель формирования пород поздней (гранодиоит-меланогранитовой) ассоциации в условиях «закрытой» системы, используя в качестве протолита те же самые осадочные породы, не увенчалась успехом. Даже при увеличении степеней плавления до 50% составы модельных расплавов отличаются от реальных пород более низкой общей щелочностью, высокой калиевостью, пониженными концентрациями Sr и легких РЗЭ, а наблюдаемые концентрации Zr, Hf и Y могут быть достигнуты только при условии плавления значительной части (более 60%) акцессорного циркона и удалении его из рестита. Однако даже в этом случае не удается объяснить повышение ε(Nd)t в отдельных пробах до -0,6.

Различия вещественного состава модельных выплавок и реальных гранитоидов хорошо соответствуют тенденциям изменения состава последних вследствие взаимодействия с базитами минглинг-даек. Поэтому мы считаем, что формирование гранитоидов поздней (гранодиорит-меланогранитной) ассоциации Успенского массива происходило за счет анатексиса осадков верхней коры при одновременном взаимодействии (преимущественно диффузионном) с обогащенными калием и несовместимыми элементами базитовыми магмами мантийного генезиса. Кроме того, базитовый очаг мог играть роль источника дополнительного тепла, обеспечивавшего анатексис и повышенные степени плавления коровых протолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 13) и РФФИ (грант № 10-05-00486).

Литература

1. *Изох Э.П.* Гипербазит-габбро-гранитный ряд и формация высокоглиноземистых гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965, 136 с.
2. *Chappel B., White A.* Two contrasting types of granites // Pacific Geology. 1974. V. 8. N 2, p. 173-174.
3. *Ханчук А.И., Крук Н.Н, Валуй Г.А. и др.* Успенский массив южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // ДАН, 2008, т. 420, №5, с.664-668.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 979 с.
5. *Москаленко Е.Ю., Крук Н.Н., Валуй Г.А.* Новые данные по геологии и геохимии гранитоидов Успенского массива (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2011, в печати.
6. *Whalen J. B., Currie K.L., Chappel B.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. p. 407-419.
7. *Валуй Г.А.* Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // Тихоокеанская геология, 1991, т. 16, № 1, с. 11-20.
8. *Тарарин И.А.* Генетическое значение включений в гранитоидах Успенского массива в Приморье // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток. ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 142-167.
9. *Holtz F., Johannes W.* Genesis of Peraluminous Granites I. Experimental Investigation of Melt Compositions at 3 and 5 kb and Various H_2O Activities // J. Petrol., 1991, V. 32, N. 5, p. 935-958.

РОЛЬ ВОДЫ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М.Ю. Крылков, Н. М.Крылков

Российский государственный геологоразведочный университет (РГГРУ) , Москва, Россия
(M.Krylkov@mail.ru)

Результаты бурения на Кольском полуострове сверхглубокой скважины показали, что сейсмические разделы в недрах - это не границы слоев из пород разного состава. Они указывают на изменение свойств горных пород с глубиной. Из-за высокого давления и температуры свойства пород резко меняются. Поднятый на поверхность с 12-ти километровой глубины предполагаемый «базальт» становился гранитом, причем керн крошился и распадался. Чем дальше уходила скважина, тем меньше качественных образцов попадало в руки учёных[3].

С глубиной, начиная где-то в районе девяти километров, толщи оказались пористыми и сильно трещиноватыми, по ним циркулировали водные растворы. Позднее этот факт подтвердили другие сверхглубокие скважины на континентах. На отметке 7 км температура в забое скважины была 120°С, на 12 км - достигала уже 230°С. Аналогичные данные получают и при глубоком бурении на шельфе.

Попробуем, основываясь на этих фактах, выдвинуть еще одну гипотезу о причинах образования этих трещин.

Притяжение Луны и Солнца деформирует Землю (рис.1), и ее подземные воды должны осуществлять отток и приток по трещинам глубинных пород. За сутки должно происходить два оттока более горячих и два притока менее горячих вод. Сами трещины из-за гравитационного поля Луны как бы дышат (раскрываются и захлопываются). Как показывают расчеты, сила тяготения Солнца почти в 200 раз больше, чем сила тяготения Луны. Однако приточные силы, порождаемые Луной, почти вдвое больше порождаемых Солнцем.

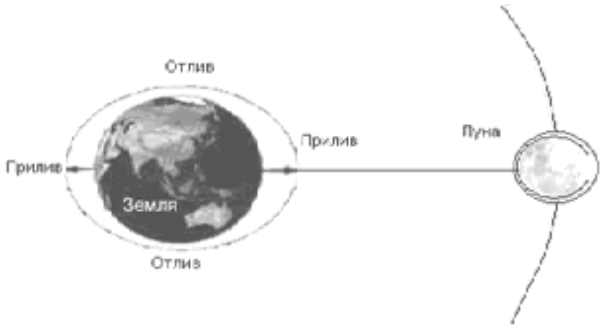


Рис.1 Схема гравитационного взаимодействия Земли и Луны

Породы в десятки раз менее прочны на растяжение чем при сжатии (табл.1). При перепаде температур (опыты показывают, что достаточно десятков градусов, если материал каменный) происходит регулярное образование трещин. Этот стохастический процесс может охватывать значительные объемы земной коры. Собственно, землетрясения и приурочены к областям высокой современной тектонической активности и связаны с конвергентными и дивергентными границами литосферных плит на значительных площадях.

Таблица 1.

Горные породы	Предел прочности на сжатие $\delta_{сж} \cdot 10^5$, Па	Предел прочности на растяжение $\delta_{раст} \cdot 10^5$, Па
Известняк	1030-1640	91
Андезит	986	58
Туф	1156	67
Доломит	1620	69
Гранит мелкозернистый	1660	120
Гранит среднезернистый	2592	143
Сиенит	2152	143
Сиенит-порфир	2250	143
Габбро	2300-3406	135
Диабаз	3430	134

Ослабление прочности горных пород трещинами приводит к их разрыву. Трещины вызывают формирование очага землетрясения. Проходит время, и начинается момент образования глобальных трещин разрушения. Из-за сложности процессов образования трещин предсказывать время глобального разрушения можно лишь вероятностными методами.

Землетрясение характеризуется гипоцентром, эпицентром, интенсивностью, магнитудой и энергией[1,2].

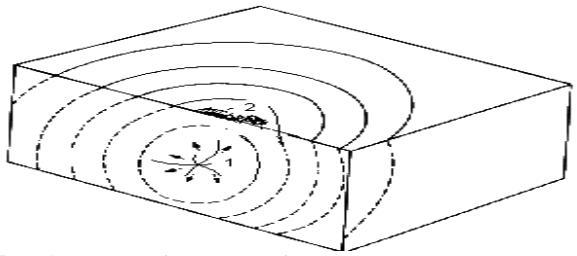


Рис.2. 1- очаг (гипоцентр), 2- эпицентр

Известно, что гипоцентр это не точка, а некоторое пространство, объем, формы и размеры которого могут быть самыми различными [1,2], и этот факт свидетельствует в пользу нашей модели.

Таким образом, ключевым моментом в объяснении предвестников землетрясений **(**форшоков) и их самих является:

- суточное вращение Земного шара и вода;
- непрерывное изменение деформации обводненной оболочки Земли.

Для проверки этой гипотезы была создана база данных «землетрясения» (в среде Microsoft Visual C++). Методами множественной регрессии отработаны некоторые варианты изложенной выше гипотезы. Полученные результаты предполагается доложить на конференции.

Литература

1. *Болт Б.А.* Землетрясения: Общедоступный очерк. Пер. с англ. – М.: Мир, 1981, 256 с., ил.
2. *Касахара К.* Механика землетрясений. Пер. с англ. – М.: Мир, 1985, 264 с., ил.
3. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. – М.: МФ. «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998 -260с.

ОТОБРАЖЕНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ И ЕЁ РАСТВОРОВ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЛЕ НЕФТЕНОСТНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Кузин А.М.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва (amkouzin@ya.ru)

Образование нефти одно из распространенных явлений в геологической среде. Для месторождений нефти установлена феноменологическая связь с континентальным типом земной коры. Очевидно, что в образовании нефти должны участвовать, наиболее, распространенные природные химические соединения и геологические процессы. К таким природным соединениям первую очередь относятся вода и кремнезем, к процессам – тектоническая активизация и связанные ней преобразование вещества и структуры геологического пространства, в том числе дегазация Земли.

Одним из интересных явлений в размещении месторождений углеводородов является относительно резкая граница латеральной локализации по фазовому состоянию, нефтяных, нефтегазовых и газовых. Она наблюдается во многих регионах: Западная Сибирь, Западное Предкавказье, Амударьинская синеклиза, Северная часть Сахалина.

На рис. 1-II, IV показаны разрезы Vp/Vs с нанесенными изолиниями значений Vp/Vs. Почти все изолинии на рисунках проведены по границам блоков, поэтому в эту модель внесены незначительные искажения, не влияющие на картину распределения сейсмических параметров на исходном разрезе, но в отдельных участках существенно детализирующих скоростные распределения. На рис. 1-III, IV выделены области по изолинии Vp/Vs = 1,71 и 1,69. Из рисунков можно видеть, что помимо уменьшения значений Vp/Vs с юга на север, вдоль профиля четко прослеживается тенденция сужения области пониженных значений Vp/Vs от верхней части коры в сторону ее больших глубин. При этом наблюдается совсем незначительное изменение значений Vp/Vs в базальной части земной коры. Сопоставление разрезов

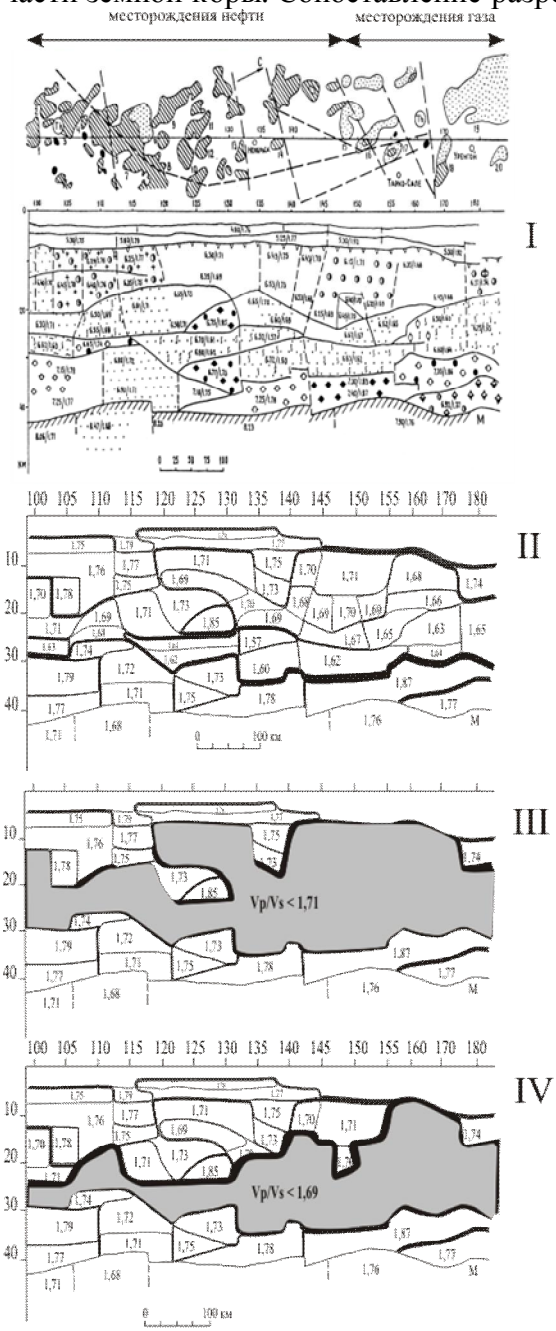


Рис. 1. Результаты интерпретации сейсмических данных по фрагменту геотраверса оз. Тенгиз - море Лаптевых. I – слоисто-блоковая модель сейсмического разреза. [Булин, Егоркин; 2000]; II - модель сейсмического разреза в изолиниях отношения скорости продольных волн к поперечным (Vp/Vs). III – Vp/Vs ≤ 1,71; IV – Vp/Vs ≤ 1,69.

Vp и Vp/Vs показывает, изменение Vp/Vs происходит за счет увеличения Vs в направление на север. Схожая картина распределения значений Vp/Vs наблюдается в Предкавказье, повышенные значения Vp/Vs фиксируются в пределах Западно-Кубанского прогиба, где преимущественно находятся нефтяные месторождения, а на севере газоносные структуры.

Примером взаимосвязи фильтрации флюидов между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом с месторождениями нефти могут служить ряд месторождений расположенных на границе Южно-Татарского свода и Предуральского прогиба. На рис. 2 представлены материалы интерпретации профиля ГСЗ «Черемшан-Мелеуз и геотраверса МОГТ «Татсейс» [5]. Для совместной интерпретации профиля «Черемшан-Мелеуз» с данными по геотраверсу «Татсейс», были рассчитаны отклонения времен прихода Р-волн (tнабл) от значений времен по отношению к среднестатистическому годографу (tср), (r t = tнабл – tср). Из значений r t, определенных на различных удалениях от источника и отнесенных к половине расстояния между пунктом взрыва и приема, формировался временной разрез r t и суммарная кривая всех значений r t на пикете профиля [1].

Результатом, имеющим фундаментальное значение в изучении глубинного строения по технологии многократных наблюдений МОВ-МОГТ, явилось открытие тонкой структуры в расслоиности земной коры и верхней мантии. Это означает, что фактически не существует даже весьма незначительных по отношению к длине сейсмической волны объемов пространства в консолидированной коре без неоднородностей, связанных с трещиноватостью. Поэтому можно с достаточной уверенностью утверждать, что на всех глубинных уровнях земной коры могут создаваться условия для флюидонасыщения. Сопоставление разрезов ГСЗ и МОГТ, показало их хорошую согласованность и взаимодополняемость. Контуры положительных и отрицательных аномалий r t(h) вписываются между наклонными отражающими границами. Мощная высокоскоростная толща с отдельными плотностными образованиями распространена в пределах Татарского свода. По глубине область пониженных значений скорости (положительные r t) близка к оценке глубины границы деформационной пластичности. На глубинном разрезе (рис. 2-III) в ней резко меняется картина плотности распределения отражающих границ, их относительное уменьшение по сравнению находящимися выше и ниже интервалами разреза, изменение кажущихся углов падения отражений.

Одним из наиболее интересных результатов оказалось совпадение областей интенсивной сейсмической записи (рис. 2-II) с отрицательными аномалиями r t(h), которые соответствуют повышенным значениям скорости продольных волн и могут быть интерпретированы как интрузивные тела основного состава. Как было показано ранее [6] они связаны присутствием влаги, нивелирующей эффект рассеяния на шероховатых границах зон разрывных нарушений. Динамически интенсивные области прослеживаются в нижнюю часть коры, вплоть до границы Мохоровичича. При перемещение тектонических блоков складчатого или кристаллического фундаментов вверх по разрезу, вместе с породами переносятся остаточные сжимающие горизонтальные напряжения. Эти напряжения могут привести к раздвиганию бортов разрывного нарушения и формированию дополнительных деформаций горизонтального растяжения [9], что вызовет заполнение трещин их водой и возникновению нисходящей фильтрации. По результатам расчета напряженного состояния тектонического блока для месторождения Тенгиз [3]. Было установлено, что зона аномально низкого литостатического давления уходит на глубину порядка 18 км. Это означает, что система открытых трещин существует от поверхности до средней коры включительно. В таких условиях трещины вертикальных разрывных нарушений,

заполнившись водой, могут оставаться открытыми до глубин перехода от упругих деформаций к пластичным.

Такая интерпретация сейсмических данных находит подтверждение в независимых исследованиях термодинамики разрушения. Одним из термодинамических факторов разрушения при контакте твердой и жидкой фаз являются атомные связи в минералах. Силикаты, содержат в основном связи Si-O и Me-O, которые играют различную роль в минералах с разной структурой кристаллической решетки. Чем больше связей Me-O рвется при разрушении горной породы, тем больший эффект должна оказывать вода. Вода и нефть резко снижают прочность амфиболита на 50-60 %, гранита на 30-35 %, что отражает общую закономерность - большему понижению прочности подвержена более прочная порода [12]. Следовательно, в блоках основных пород будет увеличиваться трещиноватость и соответственно влагосодержание. Это ведет к возрастанию интенсивности механохимических преобразований энергии на границе твердого массива пород и способствует поддержанию стабильного функционирования гидротермальной системы. Предпочтительное разрушение связей Me-O позволяет, объяснить совместное нахождение рудной минерализации и нефти, принадлежностью к зонам длительного существования общих глубинных гидротермальных систем. По-видимому, в консолидированной коре, более предпочтительным, с точки зрения устойчивости накопления и сохранения флюида при постоянном воздействии волн деформаций и напряжений будут очаги флюидизации, представленные более плотными и жесткими, но трещиноватыми неоднородностями.

В свое время на существование в земной коре сложно ориентированной системы узлов разрывных нарушений обратил внимание Ф.Я. Корытов [4]. Узлы пересечения отражающих поверхностей могут рассматриваться как наиболее проницаемые каналы. В них должны существовать большие локальные напряжения, ведущее к более сильному дроблению пород и значительному увеличению диспергация среды. Смачиваемость в таких зонах будет выше, как следствие увеличиться глубина проникновения флюида, что ведет к образованию пространственно связанной флюидной системы, причем вне зависимости от концентрации флюида. Более высокие локальные напряжения в зонах пересечения разрывных нарушений могут приводить также к компакции, образованию уплотненных зон с ориентированной слоистостью перпендикулярно максимальным напряжениям.

Низкая свободная межфазовая энергия твердое тело-жидкость является еще одним термодинамическим фактором разрушения. Для неё справедливы соотношения Гриффитса: $\sigma_c=\alpha(E\gamma/l)^{1/2}$, где σ_c - прочность, γ - межфазовая энергия, E – модуль упругости, l – характерный размер дефекта, α - коэффициент пропорциональности [12]. Из этого соотношения, очевидно, что катаклазиты и милониты на больших глубинах, способны лучше других удерживать воду. В них вдоль плоскостей рассланцевания обеспечивается универсальный и интенсивный массоперенос флюидных, петрогенных, рудных компонентов и углеводородов [7]. В наиболее мелкозернистых милонитах в серпентинитах размер зерен по лабораторным данным может достигать размера около 0,1 мкм [15]. В развитии глубинных сдвиговых зон характерным является формирование и переотложение значительных объемов кремнезема и водосодержащих минеральных парагенезисов. Это связано с тем, что даже незначительное количество воды в парообразном состоянии, уменьшает напряжение разрыва связей у вершин трещин в силикатах по отношению к сухим приблизительно на порядок [13]. Причем распространение флюида в сторону роста температуры ведет к уменьшению концентрации SiO_2 в сдвиговой зоне, что

предполагает режим инфильтрации флюида вглубь коры [10].

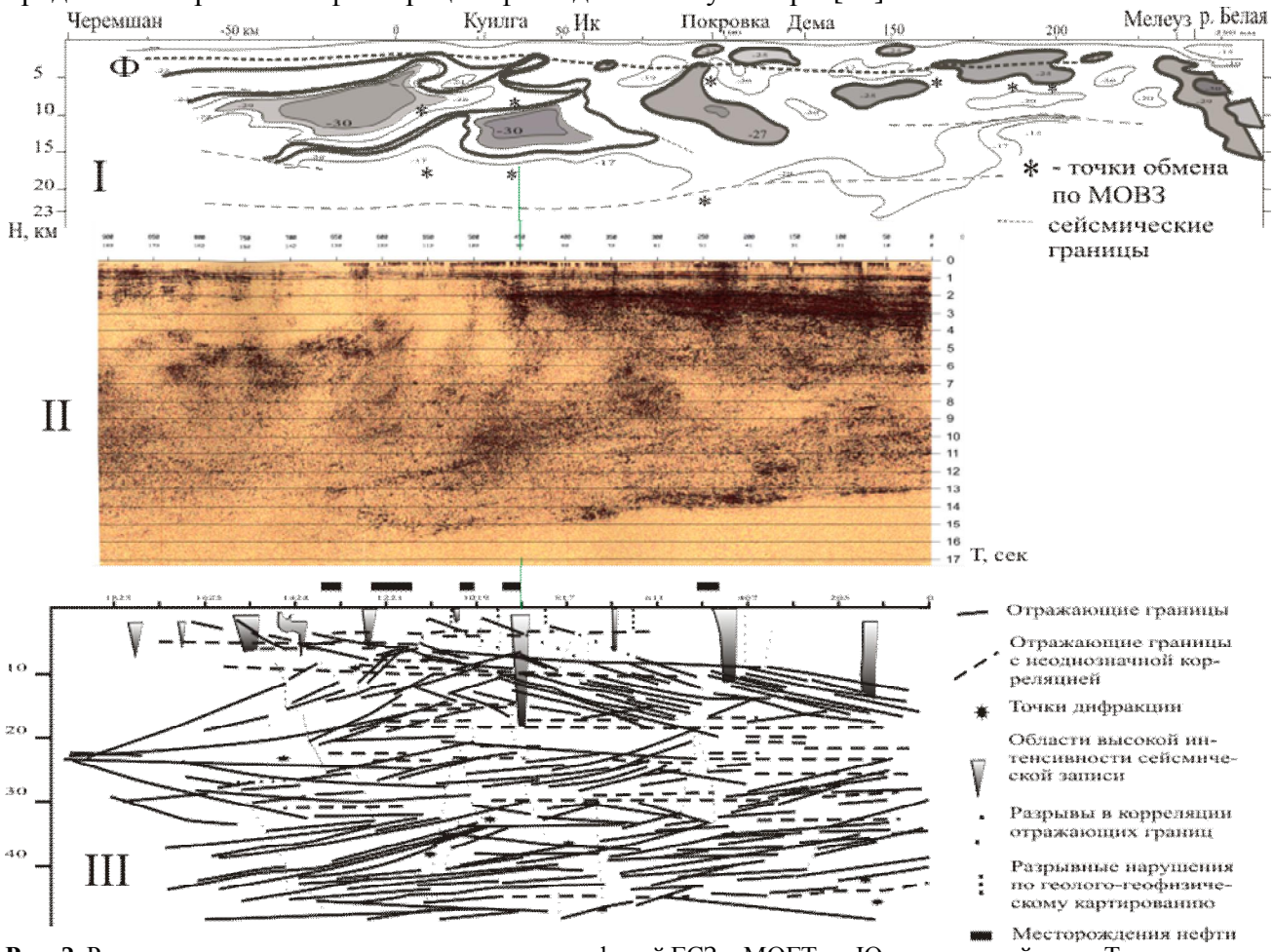


Рис. 2. Результаты интерпретации региональных профилей ГСЗ и МОГТ по Юго-восточной части Татарского свода

I - Глубинный разрез по профилю ГСЗ "Черемшан - Мелеуз" временных аномалий Δt(R) первых коровых Р-волн. II - Фрагмент временного разреза по геотраверсу "Татсейс". III - Глубинный разрез по фрагменту геотраверса "Татсейс"

Анализ данных по петрофизики и реологических испытаний образцов позволил прийти к выводу, что для верхней части консолидированной коры влияние водонасыщения оказывает не меньшее влияние на значение Vp/Vs, чем содержание кремнезема. В тоже время одним из свойств кремния, как химического элемента является его изоморфизм с углеродом, как в эндогенных, так и в экзогенных процессах [8, 11]. К зонам гидротермально-метасоматически измененных пород приурочено большинство месторождений нефти. В данной работе под гидротермальным раствором понимается раствор с отличной от вмещающей среды температурой. Отличительной чертой гидротермальных систем на нефтеносных территориях, по всей видимости, является конвективный характер их развития. Наиболее вероятным источником энергии, поддерживающим существование конвективных гидротермальных систем, это тектонические волны и дегазация легких газов, водорода и гелия.

Таким образом, кремнезем, вода – «сквозькоровые соединения», они вместе с углеродом и водородом участвуют в абсолютном большинстве геологических процессов, что во многом определяет конвергентность процессов в эволюции Земли. Гидротермально-метасоматические процессы одни из основных процессов в эволюции земной коры, ее сиализации. Осадочный чехол и консолидированная кора образуют единую конвективную гидротермальную систему с пульсирующим режимом фильтрации флюидов. Признаком

возможной локализации месторождений нефти является развитая гидротермальная система, охватывающая осадочный чехол, консолидированную кору и связанная с разрывными нарушениями мантийного заложения. Развитая гидротермальная система объясняет полихронность нефтенакопления в различных по геологическому строению и историей развития осадочных бассейнах. По комплексу сейсмических методов возможен прогноз зон нефтенакопления.

Литература

1. *Баранский Н.Л., Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К.* Методика изучения земной коры сейсмоопасных зон // Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука, 1984, 42-53 с.
2. *Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям // М, Центр ГЕОН, 2000, 194 с.
3. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С.* Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // ДАН, т. 324, № 6, 1992, 1169-1174 с.
4. *Корытов Ф..Я.* О критических уровнях механических напряжений в литосфере // Механика литосферы. М.: Наука, 1974, 242 с
5. *Краснопевцева Г.В., Кузин А.М.* Новые данные по изучению глубинного строения Южно-Татарского свода и его юго-восточного обрамления по профилю ГСЗ «Черемшан-Мелеуз». // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Материалы Всероссийской конференции. М.: ГЕОС, 2008., 233-236 с.
6. *Кузин А.М.* О методологии интерпретации в прогнозировании месторождений флюидального генезиса // Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и битумов. Проблемы их освоения. Материалы научной конференции. Казань: Изд-во Казанск. Ун-та, 2005, 360 с.
7. *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении. // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы Теоретического семинара ОГГГТН РАН, 1998-1999 гг. М.: ГЕОС, 2000, 246 с.
8. *Маевский Б.И., Левковец В.П., Иванов Ю.П.* Тектоно-флюидодинамический аспект формирования и разрушения залежей углеводородов в Припятско-Днепровском авлакогене // Рифтогенез и нефтегазоносность. - М.: Наука, 1993. - С. 135-141.
9. *Ребецкий Ю.Л.* Разлом особое геологическое тело в земной коре // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы докладов Всероссийской конференции – в 2-х томах. Т.2. М.: ИФЗ. 2009, 123-131 с.
10. *Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике Национальный геофизический центр РАН, М.: 1993, 194 с.
11. *Стенина Н.Г.* Redox как главный фактор углеводородного потенциала самоорганизующейся минеральной материи // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. 327-329 с.
12. *Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.* Эффект Ребиндера в геодинамических процессах // Флюиды и геодинамика, М.: Наука, 2006. – 283 с.
13. Martin R.J. Time-dependent crack grouth in quartz and its application to the creep of rocks.//J. Geophys. Res., 1972, Vol. 77,№ 8, P 1406-1410.
14. *Scholz C.H.* Static fatique jf quartz.// J. Geophys. Res., 1972. Vol. 77.№ 11. P 2104-2111.
15. *Ritter E.H., Brodie K.H.* Experimental syntectonic dehydratation of serpentinite under conditions jf controlled pore water pressure // Ibid. 1988. Vol. 105.№ B5. P. 45-54.

ИМПАКТНЫЕ СТРУКТУРЫ РИДДЕРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РРП) (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Кузнецов В. Ф.

Пожалуй, во Вселенной нет ни одного космического тела, будь то планета, астероид, комета или просто метеорит, которое не имело бы на своей поверхности следов столкновений с другими объектами. Как правило, более мелкие обломки, попадая в гравитационное поле более крупных, после столкновения остаются на поверхности в виде пыли, обломков, спёкшихся и расплавленных масс, очень похожих на вулканические породы, так называемые импактиты. При столкновении космических тел близких по массе, может образоваться большое количество обломков, которые частично разлетятся во все стороны, дав толчок цепной реакции огромного количества последующих столкновений. В результате на поверхности космических тел образуются характерные округлые впадины с валом на краях, кольцевой или более сложной формы, в зависимости от угла, скорости и среды столкновения.

В кратерах, диаметр которых превышает три километра, в центре часто присутствует центральная горка, которую правильнее называть центральным ударным конусом (ЦУК) , т. к. это эпицентр взрыва, природа его возникновения ударная, форма конусообразная (см. фото 3).

Наша планета Земля является частью Солнечной системы, а точнее Вселенной, и предполагать её исключительность не правильно. Количество кратеров, астроблем и гиаблем на Земле не меньше, чем на нашей ближайшей космической соседке- Луне.

Для Земли характерно наличие атмосферы и гидросферы, которые в совокупности так интенсивно разрушают кратеры, преобразуя их до неузнаваемости, что даже опытные геологи ошибаются, часто путая их с вулканическими постройками, а импактным породам приписывают, из- за их внешней схожести, вулканическое происхождение.

Как показали мои исследования, наличие атмосферы и гидросферы важно учитывать не только, как мощный эрозионный механизм, но архиважно рассматривать как СРЕДУ, в которой произошло импактное событие. Совокупное воздействие этих двух индивидуальных факторов весьма существенно влияют на тот конечный продукт импактного события, с которым приходится иметь дело – гиаблема, астроблема или небольшой метеоритный кратер.

Типы астроблем РРП. Все астроблемы можно разделить на две основные группы, которые делятся на самостоятельные подгруппы:

1. Круглые.
   a) Круглые классические (Волчихинская)
   b) Круглые сложные (Усть-Волчихинская)
2. Подковообразные.
   a) Подковообразные классические (Чашинская)
   b) Подковообразные сложные (Сибинская)

Данная систематизация астроблем основана на характерных морфологических закономерностях кратеров, основанных на генезисе.

Наличие или отсутствие в них ЦУК больше связано с размерами кратера, поэтому выделять дополнительные подгруппы не целесообразно.

Для сложных астроблем обоих групп большое значение имеет степень разброса обломков единого космического тела, т. к. при этом формируется кратер сложной формы, но с общим валом (астроблемы Волчихинская и Акжайляу). Или серия самостоятельных кратеров, имеющих зачаточные межкратерные валы (Сибинская астроблема). Но выделять по этому признаку дополнительные подгруппы тоже считаю не целесообразным, т. к. они сформировались из первоначально единого космического тела и являются индивидуальными характеристиками.

Морфогенезис астроблем

Луна имеет на своей поверхности огромное количество импактных кратеров. Все они круглой формы, отличаются лишь размерами и наличием или отсутствием ЦУК. Это говорит о том, что траектория, скорость, вещество и размер метеорита на форму кратера не влияют. От этого зависит лишь размер кратера, наличие либо отсутствие ЦУК. Объясняется это значительным превышением скорости распространения взрывной ударной волны, формирующей кратер, над скоростью метеорита.

В отличие от Луны, Земля имеет атмосферу и гидросферу.

При ударе об атмосферу, космическое тело разваливается на куски. Степень разрушения зависит от скорости, вещества, размера и траектории. При ударе о поверхность Земли, формируются КРУГЛЫЕ кратера классической или сложной формы, в зависимости от степени разрушения космического тела.

При ударе о гидросферу, дополнительно, большое значение имеет глубина водоёма. В случае малых глубин- первые сотни метров, формирование кратера начинается в точке соприкосновения (удара) космического тела с поверхностью воды, завершаясь в точке соприкосновения с поверхностью литосферы (дно). В этом случае формируются кратера, имеющие ПОДКОВООБРАЗНУЮ форму.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, наличие на Земле СРЕДЫ импактного события, способствует формированию огромного разнообразия импактных структур, в которых отображены основные параметры- скорость, траектория, вещество и размер космического тела.

Диагностические признаки астроблем

Основные диагностические признаки астроблем следует разделить на следующие группы:

1. Морфологические;
2. Литологические

Морфологические признаки используются в основном при камеральной диагностике астроблем, с использованием топографических карт, аэро- и космоснимков.

Литологические признаки наличия астроблем можно разделить на две подгруппы:

а) лабораторные;

б) полевые.

К лабораторным относятся диагностика высокобарических минералов, а также выявление в минералах микроскопических ударных структур.

Полевые признаки заключаются в диагностике пород импактной группы- зювитов и тагамитов, приуроченных к определённым структурам астроблем.

Наиболее важным и практически не изученным с позиций импактизма являются импактные изменения пород мишени. Выражены они в ороговиковании, скарнировании, грейзенизации, переплавления, перекристаллизации и изменения элементарного состава- ядерного синтеза. Степень преобразования напрямую связана с удаленностью от эпицентра взрыва и зависит от многих факторов, поэтому рассматривать следует индивидуально. Приведу два примера.

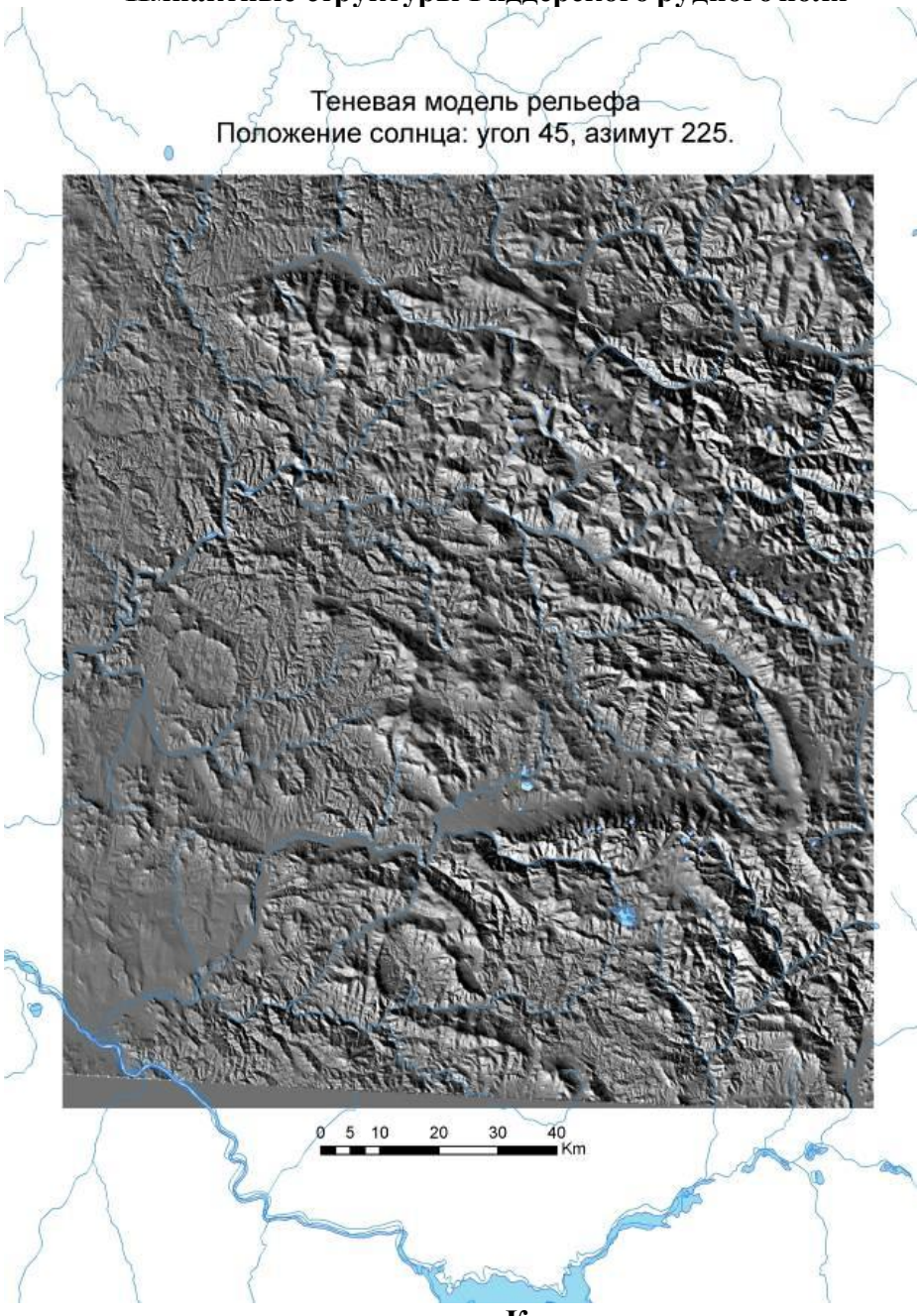
В случае Волчихинской и Усть-Волчихинской астроблем осадочные отложения карбона сформировали вал, при этом, в результате ударно- температурного воздействия преобразованы в роговики, частично сохранившие фрагменты органики. Общий вал, в результате двойного импактного воздействия, преобразован в монолитные роговики без каких либо признаков первично осадочной породы.

В Чашинской астроблеме в эпицентре взрыва- на вершине ЦУК, граниты в результате ядерного синтеза преобразованы в монокварц. Аналогичный процесс описан французским исследователем последствий ядерных взрывов на гранитах в Сахаре, Ж. Форе. Им установлено, что алюминий, входящий в состав гранита, при давлении 400кбар и температуре 2400^0 С, преобразуется в кремний по формуле $Al27 + H1 = Si28$. Этот же процесс приводит к частичной силикатизации гранитов, называемой грейзенизацией.

Особое внимание следует уделять гранитам, расположенных в центральных частях астроблем, а иногда формирующих валы. Они являются импактными

новообразованиями из пород кристаллического фундамента, гранито-гнейсового состава, вскрытых в результате импактного события. Матрацевидная отдельность, столь характерная для гранитов- есть результат пластического течения породы под воздействием столь огромных температуры и давления, возникающего при импактном событии. Отдельность в гранитах- это прекрасно сохранившийся **слепок импактного события.** По пространственной ориентировке плит можно определить в какой части астроблемы вы находитесь или с каким её структурным элементом имеете дело (ЦУК, вал, дно). Осознание того, что граниты это импактные новообразования, позволяет утверждать, что **абсолютный возраст гранита- есть дата импактного события.**

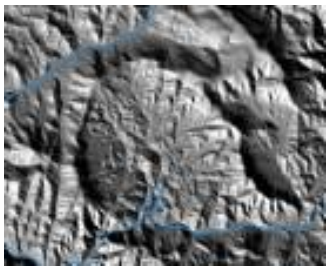
Импактные структуры Риддерского рудного поля



Астроблемы:
1-Чашинская, 2- Орловская, 3- Синюшинская, 4- Волчихинская, 5- Усть-Волчихинская.

Краткие характеристики астроблем РРП

1- Чашинская астроблема.



Координаты:
С. широта $83^0\ 20'\ 24''$
В. долгота $50^0\ 3'\ 59''$

Диаметр кратера около 14км, форма подковообразная, слегка вытянутая в направлении баллистической траектории.

Абсолютные отметки: дно кратера 600м, кратерный вал 1848м, центральный ударный конус 1004м. Глубина кратера 1248м.

Баллистическая траектория строго на север.

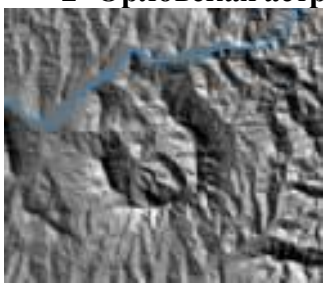
За пределами кратера, с северной стороны, расположены два кольцевых вала. Расстояние от эпицентра взрыва 13км и 21км соответственно.

Центральная часть первого кольцевого вала ударной волной вырвана и перемещена по баллистической траектории на расстояние 6км.

По многим параметрам, Чашинская астроблема является уникальным импактным геологическим объектом. Помимо прекрасной морфологической сохранности, в ней обнаружены импактные бомбы и остатки собственно астероида, предположительно углистого хондрита.

Как уже отмечалось, на сегодняшний день это единственное место, где можно проследить процесс космогенного импактного ядерного синтеза кремния из алюминия в гранитах. Переходы от кварца к граниту прекрасно сохранились, что само по себе является ценным научным материалом.

2- Орловская астроблема.



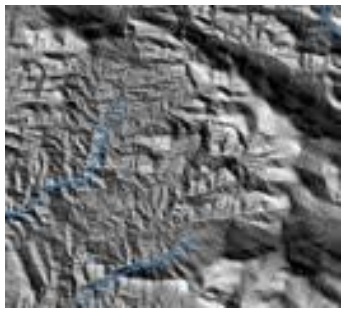
Координаты:
С. широта $50^0\ 21'$
В. долгота $83^0\ 01'\ 34''$

Диаметр кратера около 5км. Форма кратера подковообразная, вытянутая по баллистической траектории.

Абсолютные отметки: дно кратера 520м, кратерный вал 1134м, центральный ударный конус 780, 5м. Глубина 614м.

Направление баллистической траектории на юго- восток.

3-Синюшинская астроблема.



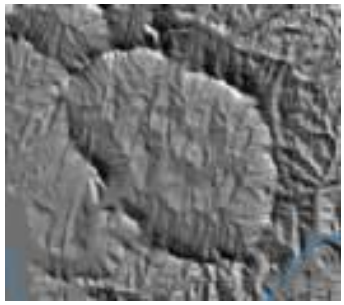
Координаты:
С. широта $50^0\ 31'\ 10''$
В. долгота $83^0\ 11'\ 31''$

Диаметр кратера 20км. Это наиболее эрродированный кратер, из чего можно сделать заключение о его относительно более солидном возрасте. Форма кратера напоминает цифру восемь. Центральный ударный конус слабо выражен, двойной. Из этого можно сделать предположение, что космическое тело при входе в атмосферу развалилось минимум на две части, которые при одновременном ударе о поверхность Земли взорвались, сформировав один общий кратер со сросшимся внешним валом.

Абсолютные отметки: дно кратера 500м, кратерный вал 1962м, центральный ударный конус 1118м. Глубина кратера 1462м.

Направление баллистической траектории предположительно на юго- восток.

4- Волчихинская астроблема.



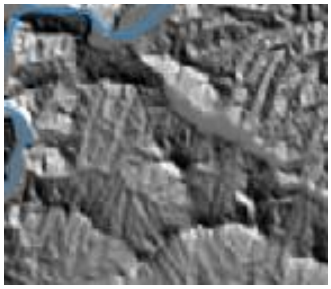
Координаты:
С. широта $50^0\ 29'\ 44''$
В. долгота $82^0\ 49'\ 06''$

Форма кратера сложная, вытянутая, поэтому целесообразно указать не диаметр, а ширину- 10км и длину- 15км. Кратер состоит из трёх, самостоятельных импактных структур, имеющих разные диаметры, но общий внешний вал. Внутренние перегородки уничтожены за счет наложения ударных волн при одновременном взрыве по меньшей мере трёх обломков единого космического тела, которое развалилось при входе в атмосферу Земли. По этой же причине центральные ударные конуса выражены в рельефе очень слабо.

Абсолютные отметки: дно кратера 480м, кратерный вал 878м, глубина 390м.

Волчихинский кратер относительно молодой, прекрасно сохранивший не только форму, но и импактные литологические образования. Он также наиболее перспективный для обнаружения астероидного материала. В кратере обнаружены импактные бомбы, которые можно разделить на две основные группы: одиночные и «слипшиеся». Одиночные, в свою очередь, можно условно разделить на классические округлые и лаппилевидные. Слипшиеся представляют из себя агрегат из отдельных, самостоятельных импактных бомб, повторяющих очертания соседних, что указывает на то, что формирование агрегатов происходило, когда импактные бомбы имели пластическое состояние и падая как бы слипались. Для всех типов импактных бомб характерно чешуйчатое строение, наличие корки закаливания, очень высокая механическая прочность – расколоть молотком можно только физически очень сильному человеку.

5- Усть- Волчихинская астроблема



Координаты:
С. широта 50^0 $35'$ $38''$
В. долгота 82^0 $44'$ $13''$

Диаметр кратера 10км. Это весьма уникальный импактный объект, своеобразный кусочек лунной поверхности. До сих пор частичное наложение одного кратера на другой, с перемещением без разрушения общего вала в сторону более древнего кратера, можно было наблюдать лишь в телескоп, на других космических объектах. Общий вал прекрасно сохранился, также является ценным научным геологическим объектом для изучения литологических последствий двойного импактного воздействия на одни и те же породы. Центральный ударный конус расположен в геометрическом центре астроблемы, чётко выраженный, имеет традиционную форму пирамиды. Кратерный вал выражен чётко, но со смещениями. Юго-восточный сектор вала, как уже отмечалось, вогнут внутрь из- за более позднего падения Волчихинского астероида.

Абсолютные отметки: дно кратера 410 м, центральный ударнй конус 760м, кратерный вал 805м, глубина кратера 395м.

Заключение

Резюмируя выше изложенное, с учетом традиционных представлений о геологических процессах, можно сделать вывод, что импактная геология- это геология будущего, которая требует взаимоувязки фактического материала и пересмотра ряда традиционных представлений о геологических процессах. Необходимо выявлять реальную первопричинность геологических процессов, ибо только так можно максимально эффективно, с наименьшими материальными затратами, вести поиск и разведку месторождений полезных ископаемых.

ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРОТОУРАЛЬСКО-ТИМАНСКОЙ ОРОГЕНИИ ПО ДЕТРИТНЫМ ЦИРКОНАМ

Кузнецов Н.Б. [а], **Орлов С.Ю.** [б], **Миллер Е.Л.** [в], **Соболева А.А.** [г], **Удоратина О.В.** [г]

[а] *Геологический институт РАН, Москва, Россия (kouznikbor@mail.ru)*
[б] *Институт Физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия (nogik@mail.ru)*
[в] *Dept. Geological and Environmental Sciences, Stanford University, Stanford, CA, USA (elmiller@stanford.edu)*
[г] *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия (soboleva@geo.komisc.ru)*

Введение

Протоуральско-тиманская орогения – самое древнее установленное коллизионное событие в современной Арктике. Коллизия была вызвана произошедшим на рубеже венда и кембрия (или в начале кембрия) столкновением Тиманского края Балтики – древнего остова Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Большеземельского края Арктиды [9, 10].

Протоуральско-тиманская орогения реконструирована на основании изучения реликтов протоуральских структур [2] в структуре уралид, анализа распространения детритных минералов соответствующего возраста в различных регионах Арктики [1], и, главным образом – изучения гранитоидных ассоциаций северных частей Урала и фундамента Печорского бассейна [6; 8; 9].

Известно, что в северных сегментах Западного Урала и в фундаменте Печорского бассейна широко распространены граниты позднедокембрийского и кембрийского возраста – ~730 – 510 млн. лет (рис. 1) [6, 8, 9]. Эти граниты по вещественным характеристикам можно отнести как к надсубдукционному, так и к коллизионному типам. Отсутствие возможности дать однозначную типизацию этих гранитов осложняет определение момента, когда надсубдукционные тектонические обстановки сменились обстановками межконтинентальной коллизии. То есть граниты, маркирующие наличие конвергентной обстановки, тем не менее, не могут быть (в данном случае) инструментом для точного определения времени начала коллизии между Балтикой и Арктидой. Для решения этой проблемы необходимо привлечение независимых данных.

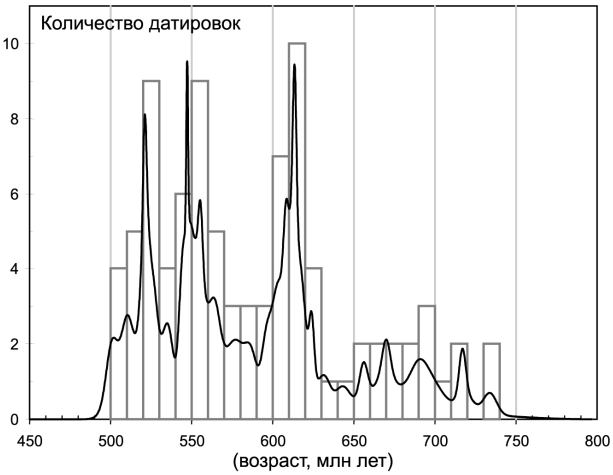


Рис. 1. График частот встречаемости возрастов гранитоидов, участвующих в строении комплексов протоуралид-тиманид.

Детритные цирконы как инструмент уточнения возраста протоуральско-тиманского коллизионного события

По аналогии с современными коллизионными орогенами (Альпы, Гималаи) Протоуральско-Тиманский ороген очевидно представлял собой горно-складчатое сооружение, которое должно было испытывать интенсивное разрушение. С большой долей вероятности продукты эрозии орогена разносились в пределы обоих столкнувшихся континентов (Балтики и Арктиды). Возраст самых древних толщ, в которых зафиксирован соответствующий «детритный сигнал», будет близко отвечать нижнему возрастному пределу роста орогена и, следовательно, началу коллизии.

Очевидно, вероятность того, чтобы все магматические комплексы этого возрастного ряда (~730 – 510 млн. лет)

могли одновременно находиться в области эрозии на каком-либо этапе развития орогена (в особенности на ранних стадиях) крайне мала. Но по мере роста и денудации орогена в питающей провинции для синорогенных отложений платформ будет оказываться все более и более широкая «подборка» детритных цирконов. Можно предположить, что возраст толщи с появлением популяции цирконов, наиболее полно соответствующих протоуральско-тиманскому «набору» возрастов должен приблизительно отвечать зрелой стадии развития орогена (этапу выведения в область размыва гранито-гнейсового ядра коллизионной структуры).

Существующие данные о возрастах детритных цирконов из толщ позднего докембрия и раннего палеозоя северных частей ВЕП и ее северо-восточного обрамления

К настоящему времени известны результаты изучения детритных цирконов из позднедокембрийских и раннепалеозойских обломочных комплексов северных районов ВЕП – увала Джеджим-Парма (Юго-Восточный Тиман), п-ова Варангер, Зимнего Берега Белого моря, запада Полярного Урала.

Увал Джеджим-Парма. Здесь развита верхнерифейская [5] толща красноцветных песчаников и алевролитов (джеджимская свита). Установлено, что изотопные возраста цирконов из пород джеджимской свиты (рис. 2) варьируют от ~2.97 до ~1.20 млрд лет [3]. Возраста цирконов и Lu/Hf модельные возраста субстрата материнских по отношению к ним магматических пород коррелируются с возрастами архейских, раннепротерозойских и ранне-среднерифейских кристаллических комплексов ВЕП [10].

Полуостров Варангер. Толщи осадочных пород позднего докембрия, распространенные на полуострове Варангер, охватывают диапазон от ~800 до ~560 млн. лет. Возраста детритных цирконов здесь (рис. 2) преимущественно эквивалентны возрастам кристаллических комплексов, слагающих фундамент Свеко-Фенской зоны фундамента ВЕП [13].

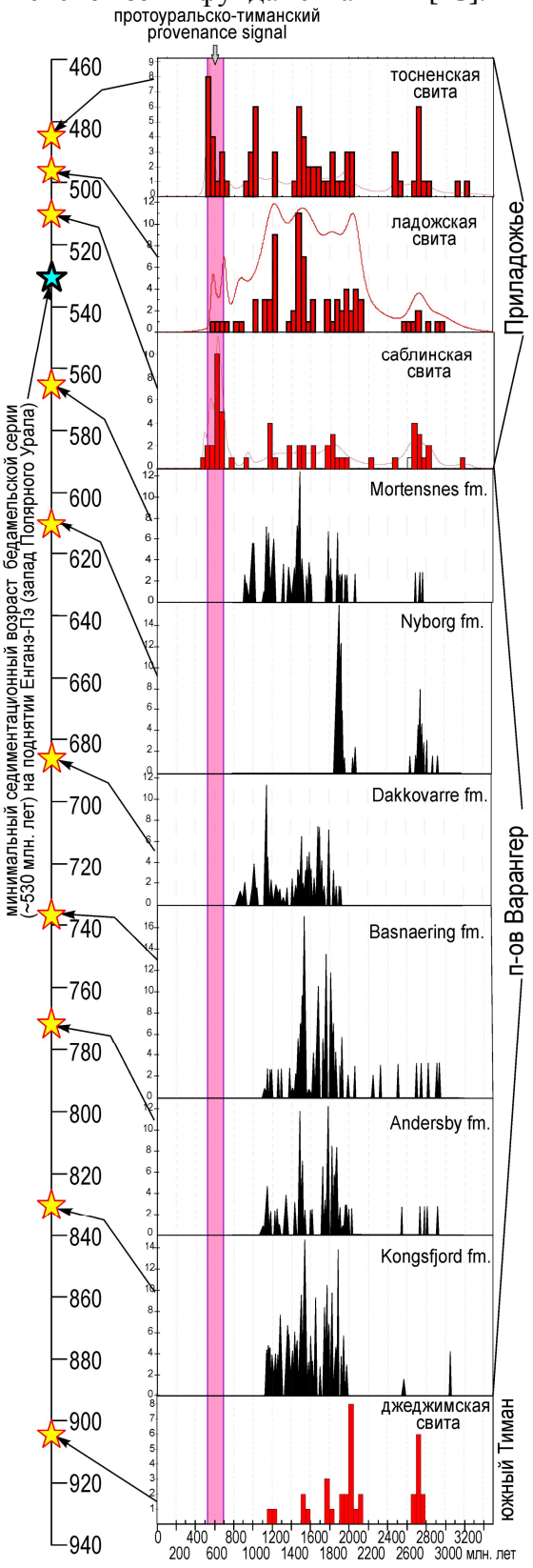


Рис. 2. Гистограммы возрастов детритных цирконов из обломочных толщ северо-восточной части ВЕП.

Кроме того, присутствует значительная часть цирконов, отвечающих по возрасту комплексам Свеко-Норвежской зоны. Цирконы с архейскими возрастами также встречаются, хотя и довольно редко. При этом цирконы с возрастами, характерными для протоуральско-тиманских гранитоидов, в этих комплексах полностью отсутствуют (рис. 2).

Зимний берег Белого моря. Верхневендские образования представлены здесь терригенными толщами с редкими горизонтами туфов. При датировании туфов [11] были изучены единичные обломочные цирконы из песчаников зимнегорской свиты представленные 2-мя популяциями – 1.33 и 1.93 млрд лет, возраста которых весьма характерны для фундамента ВЕП.

Очевидно, что вышеупомянутые данные указывают на формирование позднедокембрийских толщ северо-востока ВЕП за счет размыва комплексов фундамента Балтики.

Анализ мощностей и фаций верхневендских отложений Восточно-Европейской платформы показывает, что по мере смещения в северо-восточном направлении разрезы этих отложений становятся все более полными и все более мощными, а слагающий их обломочный материал становится все более тонким. Последнее можно проиллюстрировать цитатой из работы [4] – «в осадочном выполнении поздневендского Мезенского бассейна доминируют … тонкозернистые терригенные отложения».

Таким образом, можно утверждать, что почти до самого конца венда СВ периферия Балтики развивалась в режиме пассивной континентальной окраины, в пределах которой накапливались продукты размыва комплексов фундамента ВЕП.

Поднятие Енганэ-Пэ (Полярный Урал). Развитые здесь вулканогенно-туфо-терригенные позднедокембрийско–нижнекембрийские образования, (бедамельская серия) интерпретируются как комплексы активной Большеземельской окраины Арктиды [9, 10]. В этих породах были массово датированы туфогенные (магматические) и детритные цирконы. Минимальный полученный при этом возраст цирконов составляет ~530 млн. лет [14]. Наличие кембрийских туфогенных (магматических) цирконов означает, что в начале кембрия Большеземельская окраина Арктиды еще развивалась в режиме активной континентальной окраины.

Новые результаты. К югу от Ладожского озера (Балтийско-Ладожский глинт) распространены терригенные толщи нижнего палеозоя [7]. Проведенное нами изучение песков среднего и верхнего кембрия (саблинская и ладожская свиты соответственно), а также песков низов ордовика (тосненская свита), показало, что в наборе содержащихся в них детритных цирконов присутствуют популяции, возраст которых соответствует возрастам протоуральско-тиманских гранитов (рис. 1 и 2).

Были проведены статистические сопоставления распределений возрастов внутри этих популяций путем использования теста Колмогорова-Смирнова. Из всего полученного спектра возрастов детритных цирконов, извлеченных из песков саблинской и тосненской свит нижнего палеозоя Южного Приладожья и из возрастов протоуральско-тиманских магматических комплексов, для построения кумулятивных кривых (рис. 3) были взяты лишь возраста, значения которых по своему значению не превосходят 1000 млн. лет. Этот прием был применен из-за того, что сравнение с возрастами протоуральско-тиманского гранитоидного магматизма имеет смысл лишь для популяций детритных цирконов позднедокембрийского и кембрийского возраста, т.к. более древние цирконовые популяции, очевидно, могут не быть связаны с размывом собственно протоуральско-тиманских (s.s.) гранитоидов.

Полученный таким образом «геохронологический образ» орогена (соответствующая кумулятивная кривая на рис. 3) сопоставляется с «молодыми сегментами» кривых возрастов для популяций цирконов из песков саблинской

и тосненской свит и с суммарной кривой для двух этих свит.

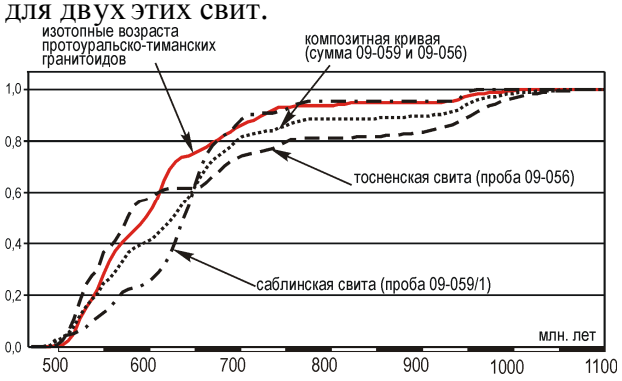


Рис. 3. Сопоставление кумулятивных кривых изотопных возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов и детритных цирконов из терригенных толщ Южного Приладожья.

Тестирование (KS-Test) суммарного спектра возрастов детритных цирконов из песков саблинской и тосненской свит (09-059 + 09-056) не противоречит предположению о том, что эти пески содержат переотложенные продукты размыва орогена Протоуралид-Тиманид (коэф. корреляции – 0.148 при минимально допустимом значении – 0.05).

KS-Test (табл. 1) не показывает значительного сходства спектра возрастов цирконов из саблинской свиты (проба 09-059) со спектром возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов (коэф. корреляции – 0.031 при минимально допустимом значении – 0.05). Для тосненской свиты характерно высокое значение коэффициента корреляции (KS-Test, табл. 1) набора данных по возрастам детритных цирконов (проба 09-056) со спектром возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов (коэф. корреляции – 0.834 при минимально допустимом значении – 0.05).

Проведенные корреляции полученных массивов геохронологических данных с использованием теста Колмогорова-Смирнова показывают высокую вероятность того, что «нулевая гипотеза» об участии в формировании терригенного материала саблинской и тосненской свит за счет продуктов разрушения орогена Протоуралид-Тиманид является весьма вероятной.

Заключение

Таким образом, результаты датирования детритных (и туфогенных) цирконов позволяют заключить, что Тиманская окраина Балтики развивалась в режиме пассивной континентальной окраины вплоть до самого конца венда. Вулканизм Большеземельской активной окраины продолжался в течение конца позднего докембрия и в раннем кембрии.

Таблица 1. Результаты теста Колмогорова-Смирнова (KS-Test) изотопных возрастов протоуральско-тиманских гранитоидов и детритных цирконов из терригенных толщ Южного Приладожья.

	граниоиды*	саблинская свита (09-059)	тосненская свита (09-056)	(09-059) + (09-056)
граниоиды*		0.031	**0.834**	**0.148**
саблинская свита (09-059)	0.031		**0.199**	**0.850**
тосненская свита (09-056)	**0.834**	**0.199**		**0,822**
(09-059) + (09-056)	**0.148**	**0,850**	**0,822**	

Комментарий к рис.3 и табл.1: Построение графиков и проведение теста проведены в программе Excel с использованием макроса, созданного G. Gehrels and J. Guynn (Department of Geosciences University of Arizona, Tucson, USA); http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron//home
* – изотопные возраста протоуральско-тиманских гранитоидов (Рис. 1)

Это означает, что вплоть до конца раннего кембрия Тиманская окраина Балтики и Большеземельская окраина Арктиды были разделены Протоуральско-Тиманским океаном. Продукты размыва орогена Протоуралид-Тиманид появляются в осадочных породах чехла ВЕП около 510 млн. лет назад (во время отложения песков саблинской свиты южного Приладожья). Это позволяет оценить временной интервал

коллизионного события как время между накоплением бедамельской серии (возраст которой ограничен рубежом 528 млн. лет - возраст самых молодых туфогенных цирконов в ней) [14], и временем накопления саблинской свиты которая несет отчетливый протоуральско-тиманской provenance-signal.

При этом низкий коэффициент корреляции кумулятивной кривой для саблинской свиты с «геохронологическим образом» Пртотоуралид-Тиманид также может свидетельствовать именно о начальных стадиях развития орогена и соответственно коллизии в это время.

В песках тосненской свиты раннего ордовика аккумулировались цирконы, набор которых в значительно большей степени, отвечает «геохронологическому образу» протоуральско-тиманской коллизионной структуры. Таким образом, можно считать, что в начале ордовика ороген был уже в значительной степени денудирован.

Для более точной локализации рубежей развития протоуралид-тиманид необходимо продолжить исследования по улучшению статистической картины распределений цирконов для уже опробованных свит. В качестве других объектов первой очереди исследования можно также рекомендовать пески ломоносовской, сиверской и пиритаской свит нижнего кембрия, распространенных по южной периферии Балтийского щита (Ленинградская область и северо-восточная Эстония).

Работа выполнена в рамках инициативных проектов РФФИ 09-05-00812 и 09-05-01033, а также проекта NSF EAR-0948673.

Литература

1. *Кузнецов Н.Б.* Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размыва в Арктике // Докл. РАН. 2006. Т. 411 №6. С. 788–793.
2. *Кузнецов Н.Б.* Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Докл. РАН. 2008. Т. 423, №6. С 774-779.
3. *Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Доклады РАН. 2010. Т. 435, №2. С.1683-1690.
4. *Маслов А.В. Гражданкин Д.В. и др.* Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. №3. С. 1-23.
5. *Оловянишников В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 164 с.
6. *Соболева А.А.* Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 146 с.
7. *Dronov A., Tolmacheva T., Raevskaya E., Nestell M.* Cambrian and Ordovician of Saint-Petersburg region. Saint-Petersburg. 2005. 64 p.
8. *Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al.* New Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 2000. V. 68. p. 161-170.
9. *Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Hertseva M.V., Andreichev V.L.* Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano–plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. Vol. 12. pp. 305-323.
10. *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Reilly S.Y.O`, Griffin W.L.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models// Gondwana Research. 2010. V. 17, N 2-3, pp. 583-601.
11. *Llanos I., Tait J, Popov V.V., Abalmasova A.* Paleomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 240. pp. 732-747.
12. *Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M., Gehrels G.E.* Baltica in the Cordillera? // Geology (in press)
13. *Nicoll G.R., Tait J.A., Zimmerman U.* Provenance analysis and tectonic setting of Neoproterozoic sediments on the Varanger

Peninsula, Northern Norway // Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland, Fermor meeting, Programme and abstracts. Edinburg, Scotland, 2009, p. 68.

14. *Soboleva A., Udoratina O., Miller E.L., Kuznetsov N., Grove M., Gehrels G.* Magmatic source rocks for late Neoproterozoic – early Cambrian sediments of the Enganepe Uplift, western Polar Urals. Abstract , D# T31A-2134 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec.

МЕЗОСТРУКТУРА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗЕМЛИ ВЕДЕЛЯ ЯРЛЬСБЕРГА (ЮЗ ШПИЦБЕРГЕН)

Кузнецов Н.Б.

Геологический Институт РАН, Москва, Россия (kouznikbor@mail.ru)

Введение

Архипелаг Свальбард (о. Шпицберген и рядом расположенные крупные и мелкие острова) находится на крайнем СЗ Баренцева моря. Все додевонские образования Свальбарда традиционно объединяются в супергруппу Гекла Хук [4, 10, 11, 12, 13, 14, 15]. Выступы комплексов супергруппы Гекла Хук прослеживаются вдоль всего западного побережья о. Шпицберген. Обширное поле их выходов находится также на п-ове Новая Фрисландия. Кроме того, ими сложен о. Принца Карла, расположенный невдалеке от западного побережья Шпицбергена и значительная часть о. Северо-Восточная Земля и рядом расположенных мелких островов (рис. 1).

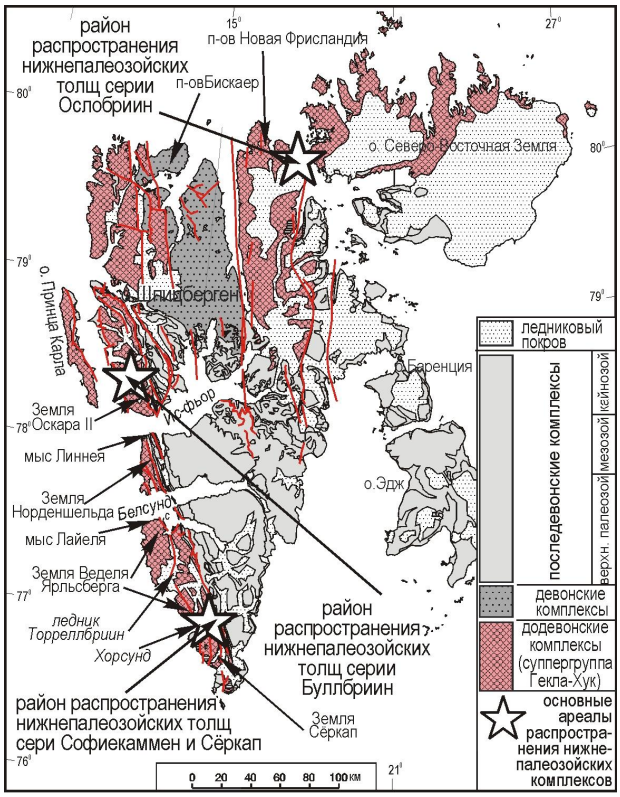


Рис. 1. Принципиальная схема строения архипелага Свальбард, по [7] с упрощениями.

В разрез верхней части супергруппы Гекла Хук традиционно включаются толщи венда и нижнего палеозоя [1, 4, 10, 11, 12, 13, 14, 15]. Например: неопротерозойские тиллиты серии Полярисбриин, а также карбонатные толщи раннепалеозойской серии Ослобриин (СВ п-ова Новая Фрисландия и восток о. Северо-Восточная Земля); неопротерозойские тиллиты группы мыса Лайеля и их возрастные аналоги – филлиты свиты Госхамна, а также раннепалеозойские терригенно-карбонатные толщи серии Софиекаммен (Земля Веделя Ярльсберга).

Нам представляется, что именно совместное включение неопротерозойских и нижнепалеозойских стратифицированных комплексов Свальбарда в состав верхней части супергруппы Гекла Хук обусловило то, что вплоть до настоящего времени считается, что толщи неопротерозоя и нижнего палеозоя слагают непрерывные разрезы и соотносятся между собой без стратиграфического перерыва и несогласия [8,9 и др.].

Однако, нижнепалеозойские комплексы Свальбарда по составу, мощности и степени метаморфических преобразований весьма сходны с комплексами, слагающими чехлы платформенных областей. Это отличает их от неопротерозойских комплексов Архипелага, которые представлены здесь, в числе прочего, – вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, гранитоидами, габброидами и ультрабазитами, местами преобразованными в условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и даже эклогитовой фаций метаморфизма.

Необходимо отметить, что толщи нижнего палеозоя на Свальбарде существенно менее распространены, чем неопротерозойские образования (рис. 1). Нижний палеозой известен лишь: 1) на ЮЗ Шпицбергена – Земля Сёркапп и юге Земли Веделя Ярльсберга (серия Сёркапп и серия

Софиекаммен, соответственно); 2) на западе Шпицбергена – Земля Оскара-II (серия Буллбриин); 3) на СВ Свальбарда – СВ п-ова Новая Фрисландия, СЗ о. Северо-Восточная Земля и на мелких островах в заливе Мурчисона и в проливе Хинлоппенстрит (серия Ослобриин). Недавно на примере этих районов развития нижнего палеозоя на Свальбарде было показано, что нижний палеозой и неопротерозой разделены перерывом [2, 3]. Далее на примере южной части Земли Веделя Ярльсберга (ЗВЯ) будет показано, что образования нижнего палеозоя и неопротерозоя на Свальбарде разделены также и структурным несогласием.

Неопротерозойские комплексы Земли Веделя Ярльсберга

Неопротерозой Свальбарда в своем весьма типичном виде широко представлен на ЗВЯ, расположенной на юге западного побережья о. Шпицберген – между заливами Белсунд (на севере) и Хорсунд (на юге). В пределах ЗВЯ поле развития неопротерозоя разделено ледником Торреллбриин на две части – северную и южную. На юге ЗВЯ ареал распространения неопротерозойских пород рассечен зоной разлома Вимсодден–Косибапассет (ВК-зоной) северо-западного простирания на ЮЗ- и СВ-домены [6, 16, 17].

В пределах ЮЗ-домена распространены породы неопротерозойских серий Исбернхамна и Эймфьеллет. Ими здесь сложены крупные сопряженные складчатые формы (синклинории/синформы и антиклинории/антиформы) [5, 6, 18, 19] (рис. 2).

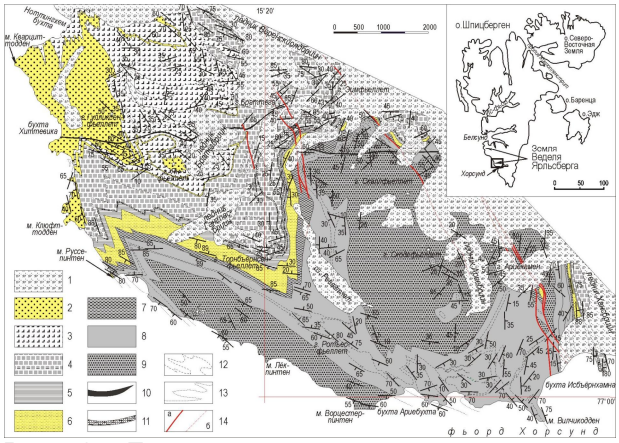


Рис. 2. Геологическое строение юго-западного домена южной части Земли Веделя Ярльсберга. Схема составлена на основе [6] и собственных наблюдений автора.

1 – кайнозойские отложения; 2-6 – серия Эймфьеллет: 2 – кварциты свиты Гулликсенфьеллет; 3 – чередование амфиболитов и метариолитов с Cl- и Bi-сланцами и реже кварцитами – комплекс Бартеггдален; 4 – мфиболиты - комплекс Скельфьеллет; 5 – чередование белых и зеленых кварцитов и Cl-сланцев – свита Эймфьбрене; 6 – кварциты свиты Скерстранда; 7-9 – серия Исбернхамна: 7 – Gr-слюдистые кристаллосланцы и сланцы – свита Ревдаллен; 8 – желтые и белые кальцитовые мраморы, Gr-Cc-сланцы, чередующиеся Gr-парагнейсами – свита Ариекаммен; 9 – Gr-слюдистые кристаллосланцы, слюдистые сланцы, Mu-плагиогнейсы, расслоенные пачками мраморов – свита Скодефьеллет; дайки диабазов позднемезозойского(?)-раннекайнозойского возраста; 11 – метаграниты; 12 – структурные линии и границы маркирующих пачек; 13 – геологические границы и маркирующие пачки, протрассированные под ледниками и моренами; 14 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые (протрассированые) под ледниками и моренами.

В пределах СВ-домена южной части ЗВЯ неопротерозойские образования расчленены на несколько литостратиграфических единиц (снизу вверх: серия Вимсоден, серия Диелега и серия Софиебоген [6, 16, 17]).

Мезоструктура неопротерозойских комплексов южной части Земли Веделя Ярльсберга

Нами проведено изучение структурно-геологических особенностей неопротерозойских образований ЮЗ-домена, ВК-зоны и прилегающих к ней частей СВ-домена.

Внутреннее строение ВК-зоны

ВК-зона характеризуется крутыми ЮЗ падениями плоскостей сланцеватости и милонитизации, а также минеральной

линейностью (stretching lineation), ориентированной в направлении СВ – ЮВ, погружающимися под разными углами к юго-востоку и к северо-западу шарнирами частных складок (рис. 3).

Такое сочетание пространственных ориентировок элементов мезоструктуры указывает на СЗ и ЮВ простирание осей растяжения. На такое же направление растяжения указывают результаты изучения удлиненности “растянутых” галек в метаконгломератах (рис. 4) в приближенной к ВК-зоне части СВ домена, где ими сложены некоторые элементы разреза, например свита Слингфьеллет и отдельные горизонты в серии Вимсодден.

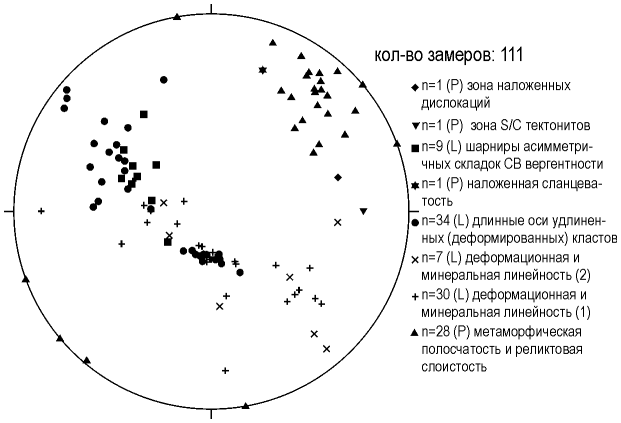


Рис. 3. Пространственная ориентировка плоскостных и линейных элементов мезоструктуры пород свиты Слингфьеллет (серия Софиебоген), развитых в пределах разломной зоны Вимсоден–Косибапассет.



Рис. 4. Деформированные конгломераты свиты Слингфьеллет (в зоне Вимсодден–Косибапассет).

Внутреннее строение ЮЗ-домена

В пределах ЮЗ-домена ЗВЯ породы неопротерозойских серий Исбернхамна и Эймфьеллет дислоцированы в сопряженные складчатые формы разного знака (рис. 2). Крылья этих крупных складчатых форм осложнены многочисленными дислокациями разного масштаба, которые и стали основным объектом исследования в этой части региона. Результаты проведенного нами изучения структурно-геологических особенностей неопротерозойских образований ЮЗ-домена сведены на диаграммах (рис. 5), где показана пространственная ориентировка элементов мезоструктуры совместно для метаморфических пород серий Исбернхамна и Эймфьеллет, исключая данные по кварцитам свиты Гулликсенфьеллет (рис. 5А), а также отдельно для пород этой свиты (рис. 5Б). На обеих диаграммах видно, что шарниры изоклинальных и СВ-вергентных асимметричных складок преимущественно погружаются в северо-западных румбах под углами от пологих до средних. Близкую пространственную ориентировку имеют в этих породах также минеральная и деформационная линейности.

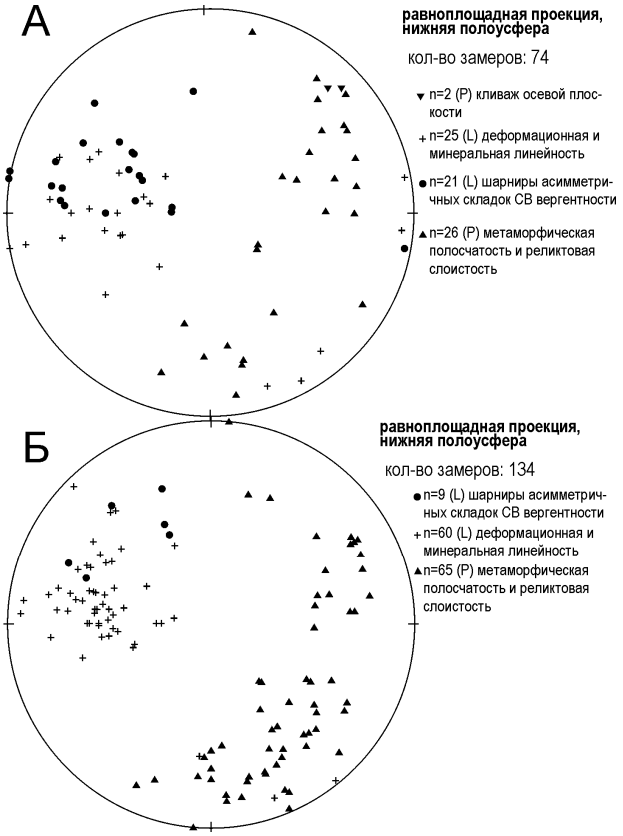


Рис. 5. Пространственная ориентировка плоскостных и линейных элементов мезоструктуры, развитых в пределах юго-западного домена южной части ЗВЯ.
А – метаморфиты серии Исбернхамна и Эймфьеллет (исключая кварциты свиты Гулликсенфьеллет);
Б – кварциты свиты Гулликсенфьеллет

Структура нижнепалеозойских комплексов южной части Земли Веделя Ярльсберга

На западе южной части ЗВЯ располагается поле распространения пород нижнего палеозоя. Эти образования представлены конгломератами, конгло-брекчиями, гравелитами, песчаниками, разнообразными карбонатными породами. Эти образования дислоцированы в простую синклиналь, ось которой ориентирована по меридиану (рис. 6), а крылья осложнены разрывами позднемезозойского или даже раннекайнозойского возраста.

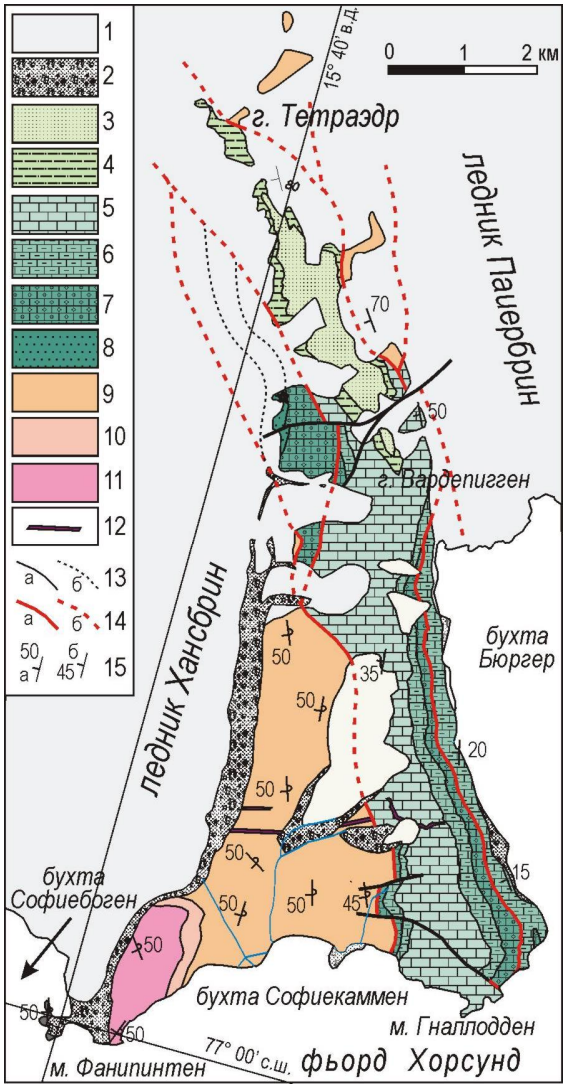


Рис. 6. Схема геологического строения хребта Софиекаммен (ЮВ ЗВЯ, ЮЗ Шпицберген). Схема составлена на основе картографических материалов [5, 18] и собственных наблюдений автора.
1 – ледники; 2 – современные морены и береговые отложения (нерасчлененные); 3-8 – нижнепалеозойские верхнекембрийские [3] и нижнеордовикские) толщи: 3 – свита Видерфьеллет (песчаники и песчанистые карбонатные породы с подчиненными горизонтами конгломератов и алевролитов); 4 – свита Нордштетинген (песчаники, алевролиты, доломитизированные известняки и доломиты); 5 – свита Гналбергет (известняки, доломитизированные известняки и доломиты с подчиненными горизонтами песчаников и алевролитов); 6 – свита Слаклидаллен (известняки); 7 – свита Вардепигген (черные и зеленые алевролиты, карбонатные седиментобрекчии, известняки и доломитизированные известняки); 8 – свита Бластертоппен (карбонатистые песчаники, песчанистые известняки, доломитизированные известняки); 9-11 – неопротерозойские толщи (серия Софиебоген): 9 – свита Госхамна (филлиты); 10 – свита Хёферпинтен (мраморизованные известняки и доломиты); 11 – свита слингфьеллет (метаморфизованные конгломераты); 12 – дайки и силлы позднемезозойских долеритов; 13 – геологические границы (а), то же под ледниками (б); 14 – разломы (а), то же под ледниками (б); 15 – залегание слоистости: наклонное (а), перевернутое (б).

Заключение

На Земле Веделя Ярльсберга широко распространены неопротерозойские породы. Они интенсивно деформированы (рис. 4) кливажированы и рассланцованы; вмещают тела “дометаморфических” базитов и гранитоидов; интрудированы син- и постметаморфическими гранитоидами и пегматитами; смяты в изоклинальные и асимметричные складки преимущественно СВ вергентности (рис. 3, 5), а в более крупном масштабе – слагают крупные сопряженные позитивные и негативные складчатые формы, шарниры которых характеризуются СЗ ориентировкой (рис. 2).

В противоположность им распространенные в этой же части Шпицбергена нижнепалеозойские образования практически не метаморфизованы. Ими сложены простые крупные складчатые структуры меридионального простирания.

Таким образом, в южной части ЗВЯ нижнепалеозойские и верхнедокембрийские образования кроме стратиграфического перерыва [3], разделены также еще и метаморфическим (скачок в степени метаморфизма пород) и структурным несогласием.

Автор выражает искреннюю признательность д.г.-м.н. К.Е.Дегтяреву (ГИН РАН, Москва) и академику РАН Ю.Г.Леонову за организационную и научную поддержку исследований на о. Шпицберген.

Исследования проведены при поддержке ОНЗ РАН (Программа № 14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики»), а также в соответствии с планами работ по проектам РФФИ – 09-0900812 и 09-05-01033.

Литература

1. *Красильщиков А.А.* Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя. Тр. НИИГА. Т.172. Л.: Недра. 1973. 120 с.
2. *Кузнецов Н.Б.* Структурное основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид? // Бюллетень МОИП. Отд. Геолог. 2009. Т. 84, вып. 3, с. 23-51
3. *Кузнецов Н.Б., Черный Ю., Манецки М., и др.* Первые находки кембрийских конодонтов на Шпицбергене и проблема ярльсбергского несогласия // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 5. С.648-654.
4. *Харланд В.Б.* Схема структурной истории Шпицбергена. Геология Арктики. М.: Мир. 1964. С.11-77.
5. *Birkenmajer K.* Geology of the Hornsund area, Spitsbergen. Geological map 1:75,000, with explanations. Polish Academy of Sciences, Committee on Polar Res. and Silesian University. 1990. 42p. (+ map).
6. *Czerny J., Kieres A., Manechki M. et al.* Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen 1:25000. Institute of Geology and Mineral Deposits, Cracow. 1993. 61 p.
7. *Dallmann W.K.* (ed.) Lithostratigraphic lexicon of Svalbard. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Palaeozoic to Quaternary bedrock. 127-214. Norsk Polarinstitutt, Tromsø. 1999.
8. *Gee D.G.* EUROPE/Scandinavian Caledonides (with Greenland). Encyclopedia of Geology / Editors-in-Chief: Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks, Ian R. Plimer. Elsevier. 2005, pp. 64-74.
9. *Gee D.G., Teben’kov A.M.* Sval’bard: A fragment of Laurentian margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Pease V. (eds.). Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30, pp.191-206.
10. *Harland W.B.* Early Palaeozoic faults as margins of Arctic plates in Svalbard. Proceedings of the 24th International Geological Congress. Montreal. 1972. P.230-237.
11. *Harland W.B.* The Caledonian sequence in Ny Friesland, Spitsbergen // Quarterly Journal of the Geol. Soc. London. 1959. V. 114, pp. 307-342.
12. *Harland W.B.* The Geology of Svalbard // Geol. Soc. London. 1997. Vol. 17. 521p.
13. *Harland W.B., Hambrey M.J., Waddams P.* Vendian Geology of Svalbard. Norsk Polarinstitut. 1993. V.193. 150 p.
14. *Harland W.B., Wilson C.B.* The Hecla Hoek succession in Ny Friesland, Spitsbergen // Geol. Mag. 1956. V.93, pp. 256-286.
15. *Kulling O.* Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931. Part XI, The Hecla Hock Formation round

Hinlopenstredet // Geografiske Annaler. 1934. V.16, pp. 161-254.
16. *Majka J., Mazur S., Manecki M.* et al. Late Neoproterozoic amphibolite-facies metamorphism of a pre-Caledonian basement block in southwest Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen: new evidence from U–Th–Pb dating of monazite // Geol. Mag. 2008, pp. 1–9. doi:10.1017/S001675680800530X
17. *Mazur S., Czerny J, Majka J. et al.* A strike-slip terrane boundary in Wedel Jarlsberg Land, Svalbard, and its bearing on correlations of SW Spitsbergen with the Pearya terrane and Timanide belt // Journal of the Geological Society. 2009. V.166, pp. 529-544 (doi:10.1144/0016-76492008-106).
18. *Ohta Y., Dallmann W. (eds)* Geological map of Svalbard 1:100 000. Sheet B12G Torrelbreen. Norsk Polarinstitut Temakart 12. Preliminary edition. 1994. Updated 1996.
19. *Smullikowski W.* Some petrological and structural observations in the Hecla Hoek Succession Between Wereskioldbreen and Torellbreen, Vestspitsbergen // Stud. Geol. Polon. 1968. N.21, pp.97-161.

Sr ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ИРКУТНОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНЫХ САЯН: ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ РИФЕЙСКОГО ПРОТОЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Кузнецов А.Б.[а], Летникова Е.Ф.[б], Константинова Г.В.[а]

[а]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург (antonbor9@mail.ru)
[б]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Тувино-Монгольский микроконтинент входит в состав складчатого обрамления Сибирской платформы и охватывает юго-восточную часть Восточного Саяна и Северной Монголии [1, 6]. В результате длительной тектонической истории, сопровождавшейся коллизиями и надвигообразованиями, в пределах микроконтинента совмещены разновозрастные комплексы. Карбонатные породы микроконтинента слагают два структурных этажа: "довендский" (иркутная свита) и "венд-кембрийский" (боксонская серия) [1, 10].

Образование "довендского" фундамента происходило путем аккреции блоков пород разного возраста и состава: метаморфических, вулканогенных, терригенных и карбонатных. Второй структруный этаж характеризовался накоплением мощного (более 1 км) карбонатного чехла в условиях пассивной континентальной окраины. Карбонатные породы этого чехла (боксонской серии) достаточно хорошо изучены, а время их отложения уточнено в результате C-изотопных корреляций [7] и находок остатков мелкораковинной фауны [9]. В отличие от этого, представления о времени накопления "довендских" отложений ограничены лишь верхним рубежом около 790 млн. лет, соответствующему этапу внедрения коллизионных гранитоидов сумсунурскогокомплекса [6].

"Довендский" осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента сложен преимущественно карбонатной иркутной свитой и углисто-сланцевой ильчирской свитой. Отложения этих свит непосредственно примыкают к выходам архейских гранито-гнейсов Гарганской глыбы и не выходят за "кольцо" рифейских офиолитов, обрамляющих глыбу. Иркутная свита с размывом залегает на метаморфических породах фундамента Гарганской глыбы и содержит в основании горизонт конгломератов. Выше в ее разрезе преобладают темно-серые карбонатные породы (200-650 м) с маломощными пачками строматолитовых и оолитовых разностей, а также с тонкими прослоями углистых сланцев. С целью уточнения времени формирования "довендского" чехла нами выполнено Sr изотопное изучение карбонатных пород иркутной свиты.

Метод стронциевой изотопной хемостратиграфии опирается на глобальные вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в древних океанах и является новым средством корреляции морских карбонатных осадков. Этот метод является независимым по отношению к биостратиграфическому методу, возможности которого в докембрии резко ограничены из-за отсутствия скелетной фауны. Расширение аналитической базы Sr-изотопной хемостратиграфии в позднем протерозое расширило возможности корреляции "немых" докембрийских формаций с типовыми разрезами рифея и венда. Эта корреляция проводится путем сопоставления Sr-изотопной характеристики формации с кривой вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в палеокеане. Необходимым условием для получения корректной Sr-изотопной характеристики являются: геохимическая оценка степени сохранности Rb-Sr систем (отношения

Mn/Sr, Fe/Sr и Mg/Ca) и селективное растворение образцов для частичного удаления эпигенетических карбонатных фаз [2, 4, 5, 8].

Образцы карбонатных пород иркутной свиты были отобраны в двух удаленных разрезах: в долине р. Хоре и в верховьях р. Гарган. В образцах определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr атомно-абсорбционным методом. Изучение Rb-Sr систематики пород включало процедуру предварительного выщелачивания 1N раствором ацетата аммония с последующим растворением карбонатного остатка в 10% уксусной кислоте [2].

Карбонатные породы иркутной свиты в обоих разрезах представлены преимущественно доломитами. Доломитистые известняки обнаружены лишь в кровле разреза Хоре и в основании разреза Гарган. Доломиты и известняки содержат повышенное количество терригенной примеси (2.5-9.0%), мало Mn (50-160 мкг/г) и много Fe (220-2640 мкг/г). Значения $\delta^{18}O$ в известняках -10.4…-8.5‰ PDB, а в доломитах -7.4…-7.2‰. Значение $\delta^{13}C$ в образцах не выходят за пределы +0.2…+1.0‰ PDB. Образцы доломитов включают мало Sr (92-95 мкг/г) и отличаются повышенным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70729-0.70835. Концентрация Sr в большинстве образцов известняков низкая (100-240 мкг/г), а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ заключено в пределах 0.70508-0.70668. Лишь в двух известняках с максимальным содержанием Sr (480 и 530 мкг/г) наблюдаются минимальные для каждого разреза значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 0.70481 (Хоре) и 0.70486 (Гарган). Эти образцы известняков удовлетворяют строгим геохимическим критериям сохранности первичных Rb-Sr систем рифейских карбонатных пород ($Mg/Ca \leq 0.024$, $Mn/Sr \leq 0.2$ и $Fe/Sr \leq 5.0$), поэтому полученное в них отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ характеризует среду седиментации осадков иркутной свиты.

Сопоставление выявленных Sr изотопных характеристик со стандартной кривой вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде позднего протерозоя показывает, что карбонатные отложения иркутной свиты древнее 1250 млн. лет [4, 5, 8]. Таким образом, формирование "довендского" карбонатного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента могло происходить в начале среднего рифея или в раннем рифее. Присутствие ранне-среднерифейских карбонатных осадков свидетельствует об опускании древнего ядра будущего микроконтинента еще до начала гренвильской орогении. Мощность ранне-среднерифейского проточехла могла быть большой, но его значительная часть могла быть размыта во время главной фазы гренвильской орогении около 1 млрд. лет назад.

Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований № 4 ОНЗ РАН, № 10 СО РАН-ОНЗ и ИП СО РАН 19, а также РФФИ (проекты №№ 09-05-01003 и 10-05-00971).

Литература

1. *Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К.* Геохимические особенности карбонатных отложений чехлов Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 1999. Т. 364. С. 80-83.
2. *Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3-33
3. *Королюк И.К.* Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГиРГИ АН СССР. М.: Наука, 1960. С. 113-164.
4. *Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3-39;
5. *Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др.* Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16-34.
6. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива:

раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
7. *Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г.* Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23-41.
8. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др.* // Низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гренвильском и пост-гренвильском палеоокеане: определяющие факторы. Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 6. С. 3-46.
9. *Терлеев А.А., Задорожный В.М.* Находка палеозойских фораминифер в "докембрии" Восточного Саяна (р. Сархой) // ДАН. 1996. Т. 351. № 3. С. 373-374.
10. *Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г.* Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника 1992. № 6. С. 18-36.

ПЛЮМЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.

Кузьмин М.И.[а], **Ярмолюк В.В.**[б]

[а]*ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия (mikuzmin@igc.irk.ru)*
[б]*ИГЕМ РАН, Москва, Россия*

1) В.Е.Хайн всегда был на передовых позициях геологической науки. В последние годы он уделял большое внимание глубинной геодинамике, благодаря которой, по его мнению, можно решить многие вопросы взаимодействия оболочек Земли и ее геологической эволюции в целом. Он отдавал должное японским ученым (Geological Society of Japan, 1994, v. 100, № 1), которые считали, что развитие идей глубинной геодинамики – основа новой парадигмы геологии [7]. Он считал, что для понятия глубинных процессов, происходящих на Земле, необходимо определить причины появления плюмов, их соотношения с тектоникой плит, а также их роль в развитии Земли. Все это необходимо оценить для создания модели глобальной динамики Земли, которая должна учитывать как актуалистические, так и исторические аспекты [6].

2) Концепция глубинной геодинамики является основой для понимания связей между тектоникой плит, в том числе формированием суперконтинентов, и суперплюмами. Как известно, в процессе эволюции Земли возникают суперконтиненты, объединяющие все континентальные блоки Земли. В дальнейшем они разрушаются под действием суперплюмов, которые образуются под суперконтинентами, а отдельные континенты подвергаются центробежному разбеганию. В настоящее время наиболее хорошо изучено формирование и раскол двух последних суперконтинентов: Родинии и Пангеи [14; 15], хотя предполагают, что в процессе эволюции Земли их было больше, во всяком случае, не менее четырех.

3) После распада Родинии составляющие его континенты, в том числе и Сибирь, переместились в позднерифейский океан. Многочисленные проявления продуктов магматизма океанических горячих точек в складчатом обрамлении Сибирского кратона и внутриплитных магматических образований собственно в его пределах [2; 9] указывают на высокую внутриплитную активность в том секторе Земли, через который в фанерозое перемещался Сибирский континент. Очевидно, его миграция происходила над областью концентрации мантийных плюмов, подобной современным Африканскому и Тихоокеанскому горячим полям мантии (низкоскоростным мантийным провинциям или LLSVP) [11].

4) В соответствии с палеомагнитными данными выполнены палеореконструкции Сибирского континента в фанерозое [12]. В их основу было положено представление о формировании Сибирской трапповой провинции 250 млн. лет тому назад над Исландским плюмом [8; 13], фиксирующим северный край Африканской LLSVP. Это позволило наметить долготные координаты (330^0 – 70^0 в.д. – границы Африканской LLSVP), ограничивающие область возможных широтных миграций Сибири. В соответствии с ними показано, что Сибирь, начиная с 570 млн. лет вплоть до юры, дрейфовала над Африканским LLSVP, а, позднее переместилась к востоку и попала под влияние Тихоокеанского LLSVP.

5. Палеозойская и раннемезозойская внутриплитная магматическая активность в пределах Сибирского палеоконтинента контролировалась мантийными источниками типа PREMA и EMII. Мантийные плюмы формировались в пределах верхов нижней – низов верхней мантии, т.е. в районе первой стагнации субдуцированных литосферных плит при высоком содержании воды в зоне

магмообразования. Источником магматических расплавов кайнозойского и особенно позднекайнозойского возрастов являлась мантия типа PREMA и EM-I, а сами плюмы, очевидно, зарождались в слое D", расположенном на границе ядро-мантия.

6. Плюмы часто являются причиной появления крупных изверженных провинций (LIP), а также специфичных рудоносных магматических пород с благороднометальной (ультрамафит – мафитовые комплексы) и редкометальной минерализацией (ультращелочные комплексы, щелочные и литий-фтористые граниты и др.). Под воздействием плюмов образуются также крупные изверженные провинции гранитоидного состава, с которыми связаны многочисленные месторождения. На Азиатском континенте – это раннепалеозойские батолиты «пестрого состава» Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Западной Монголии, позднепалеозойские Калбинский, Ангаро-Витимский, Хангайский и Хентейский батолиты, сформированные при участи вещества мантийных плюмов [12]. С такими внутриплитными гранитоидными проявлениями магматизма, помимо редкометальных, часто сопряжены полиметаллические и золоторудные месторождения.

7. Проблема связи большого числа месторождений с магматическими образованиями плюмового генезиса остается далеко не решенной, как не решены многие вопросы связи магматизма и оруденения. В случае с кимберлитами четко проявлена генетическая связь алмазной минерализации с подлитосферными источниками. Для высокотемпературных магматических и послемагматических рудных образований, ассоциирующих с карбонатитами, щелочными и Li-F гранитами, предполагается генетическая связь с материнскими магматическими породами, имеющими разные источники расплавов, которые были вовлечены в плавление в результате плюмовой активности.

Более сложные генетические связи мантийных плюмов с некоторыми типами золоторудных месторождений. Например, на месторождении Сухой Лог золотоносные углистые сланцы отлагались в позднем протерозое. Но только в конце карбона благодаря рудным растворам, связанным с Ангаро-Витимским «плюмовым» батолитом, сформировались рудные жилы и штокверти Сухоложского месторождения [3].

8. Наиболее ярко выраженную связь с плюмовым магматизмом демонстрируют Ni –PGE месторождения, ассоциирующие с мафит – ультрамафитовыми интрузиями, в том числе в составе трапповых областей. Такими, например, являются рудоносные габбро-долеритовые интрузии Сибирской платформы [5], которые, несмотря на то, что составляют лишь малую долю (<0,01 %) объема траппов, но содержат около ¼ мировых запасов Ni и Pd. Предполагается, что древняя архейская литосфера, которая может взаимодействовать с плюмовыми расплавами является наиболее благоприятным фактором формирования Ni –PGE минерализации [16]. Именно такие условия могут реализоваться в Сибирской рудоносной провинции.

В Восточном Саяне рудоносный (Cu – Ni – PGE) комплекс базит-ультрабазитовых интрузий выделяется в пределах архейского Алхадырского террейна, вытянутого вдоль края Сибирской платформы. Возраст массивов составляет 630-650 млн. лет и соответствует возрасту ультраосновных щелочных комплексов с редкометальными карбонатитами, которые также прослеживаются вдоль края Сибирской платформы. Проявления внутриплитного магматизма этого возраста связываются с суперплюмом, расколовшим Родинию [10].

Еще один комплекс небольших мафит-ультрамафитовых интрузий с сульфидной медно-никелевой с платиной минерализацией выделяется на юго-востоке Алданского щита [1; 4]. Возраст этих интрузий составляет ~ 1700 млн. лет, а краевая позиция в пределах щита предполагает их связь с расколами, возникшими под влиянием суперплюма

при распаде суперконтинента Колумбия или Кепорленд.

Можно полагать, что во всех перечисленных случаях местом зарождения суперплюмов служил слой D", расположенный на границе ядро-мантия, а в составе источников плюмового магматизма должна была присутствовать мантия EM-I, которая считается типичной для плюмов, несущих Ni – PGE минерализацию [16].

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.А., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита. ДАН, 2009, т. 425, № 4, с. 505-508.
2. Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. 2, с. 197-214.
3. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.М., Немеров В.К., Иванов А.И., Митрофанов Г.Л. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба. ДАН, 2006, т. 407, № 6, с. 793-797.
4. Симонов В., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарновский А.В. Условия формирования кондерского платиноносного ультраосновного массива (Алданский щит). ДАН, 2009, т.434, № 1, с. 108-111.
5. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля. Геология и геофизика, 2010, т.51, № 9, с. 1356-1378.
6. Хайн В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли. Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 6, с. 753-760.
7. Хайн В.Е. Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 346 с.
8. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма. Петрология, 2000, т.8, № 2, с. 115-130.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика. Геотектоника, 2000, №. 5, с. 343-366.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН, 2005, Т.404, №3, с. 400-406
11. Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters 205 (3–4), 295–308.
12. Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews, 2010, V. 102, № 1-2, P. 29-59.
13. Lawver, L.A., Muller, R.D., 1994. Iceland hotspot track. Geology 22 (4), 311–314.
14. Li, Z.X., Zhong, S., 2009. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics. Physics of the Earth and Planetary Interiors 176, 143–156.
15. Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a alaeomagnetic, faunal and facies review. Journal of the Geological Society 161, 555–572.
16. Zhang M., Reilly S.Y., Wang K.-L., Hronsky J., Griffin W.L. Flood basalts and metallogeny: The lithospheric mantle connection. Earth-Science Rewiews. 2008, v. 86, p. 145-174.

ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАММАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Куликов В.А.[а,б], **Алексанова Е.Д.**[б], **Яковлев А.Г.**[а,б]

[а] *МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
(vic@nw-geo.ru)
[б] *ООО «Северо-Запад», Москва, Россия*

Введение

В 2006 – 2007 годах компанией ООО «Северо-Запад» были выполнены магнитотеллурические измерения на опорном геофизическом профиле «Полярноуральский трансект» протяженностью 300 км (ж/д. ст. Сейда – г. Лабытнанги – г. Салехард – меридиан 69º в.д.). Работы проводились совместно с ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция» по заказу Федерального агентства по недропользованию.

В результате обработки и интерпретации МТ-данных была создана глубинная геоэлектрическая модель в сечении опорного геолого-геофизического профиля «Полярноуральский трансект», отражающая положение и морфологию геоэлектрических границ и областей аномально высокой проводимости в разрезе земной коры и верхней мантии до глубины около 100 км.

Положение профиля

Профиль «Полярноуральский трансект» пересекает Уральскую складчато-надвиговую область примерно на широте 66.5° от п. Сейда на западе (≈ 63° в.д.) до п. Янгнеган на востоке (≈ 68.5° в.д.).

Профиль проходит через основные тектонические элементы Полярного Урала: на западе он начинается в пределах Предуральского краевого прогиба, затем пересекает собственно Уральскую складчато-надвиговую область и на востоке заканчивается на Западно-Сибирской плите (рис. 1).

С точки зрения тектоники плит формирование покровно-складчатой структуры Урала обусловлено процессами горизонтального сжатия, реализуемого в виде регионального подвига края Восточно-Европейской платформы под палеоуральские комплексы [3,4].

Важным элементом глубинной структуры Полярного Урала является зона разломов, круто падающих к востоку и разграничивающих кору Урала и Западно-Сибирской плиты.

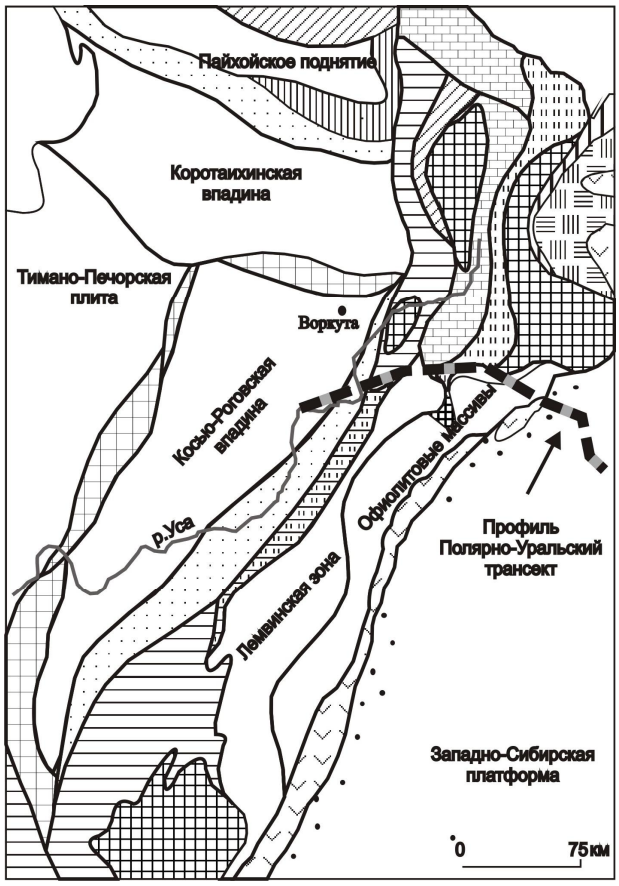


Рис. 1. Положение профиля Полярноуральский трансект

Геоэлектрические исследования на Урале

Геоэлектрическими исследованиями в Уральском регионе длительное время занимается институт геофизики Уро РАН под руководством Азы Григорьевны Дьяконовой. Сотрудниками института выполнен большой объем магнитотеллурических зондирований по нескольким региональным профилям, пересекающим Уральскую складчатую систему на разных широтах. Одним из

основных результатов, полученных по восьми региональным профилям сотрудниками Уро РАН является выделение в земной коре Восточно-Европейской платформы и в ряде зон Уральской складчатости коровых проводников, верхняя кромка которых отмечается на глубинах 7 – 15 км на Урале и 15 – 20 км в приуральской части. Суммарная продольная проводимость этих горизонтов изменяется от 450 См (профиль Темиртау – Куйбышев) на юге до 50 См (профиль Красноуральский) на севере[1,2].

Наличие коровых проводящих слоев в Магнитогорской и Зауральской зонах было также подтверждено результатами магнитотеллурических работ по профилю «УРАЛСЕЙС», выполненных ООО «Северо-Запад» в 2001 году [6].

Методика полевых работ

Электроразведочные работы проводились комплексом магнитотеллурических методов – аудиомагнитотеллурическое зондирование (АМТЗ), магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ) в частотном диапазоне от 0.0001 до 10 КГц. Работы были выполнены с применением новейшей технологии V5 System-2000 с использованием аппаратуры MTU компании «Phoenix Geophysics» (Канада), предусматривающей регистрацию пяти компонент МТ-поля и спутниковую синхронизацию записей.

Шаг по профилю между точками МТЗ и АМТЗ составлял около 1 км, между точками ГМТЗ примерно 20 км. Общее количество выполненных зондирований составило: МТЗ – 321 ф.т., АМТЗ – 321 ф.т., ГМТЗ – 17 ф.т.

В режиме МТЗ и ГМТЗ регистрировались пять компонент естественного электромагнитного поля Земли: горизонтальные электрические (Ex, Ey) и магнитные (Hx, Hy), вертикальная компонента магнитного поля (Hz). В режиме АМТЗ – четыре горизонтальные компоненты. Электрические поля измерялись диполями длиной 50 – 100 м с размоткой в азимутах север-юг и восток-запад, магнитные поля – индукционными датчиками. Для повышения качества измерений применялась методика синхронных измерений.

Для обработки данных, полученных со станцией MTU, использовалось программное обеспечение фирмы «Phoenix Geophysics», основанное на корреляционном методе.

Помимо записей, сделанных в текущей (полевой) точке наблюдения, в обработку вовлекались записи двух компонент поля (обычно Hx, Hy), выполненных на удаленной (базовой) точке. Такая обработка направлена на подавление некоррелируемой между точками составляющей, которая, в основном, обусловлена влиянием промышленных помех. Таким образом, точность получения компонент тензора импеданса и других передаточных функций существенно повышается.

Интерпретация магнитотеллурических данных

Интерпретация электроразведочных данных состоит из двух основных этапов: качественный анализ МТ-данных и количественная инверсия.

Качественный анализ включает в себя: анализ отдельных кривых и псевдоразрезов кажущегося сопротивления ($\rho_к$) и фазы импеданса ($\varphi_к$), анализ параметров неоднородности тензора импеданса N, β, Skew, η, анализ компонент магнитотеллурической матрицы Визе-Паркинсона, анализ полярных диаграмм и определение главных направлений, расчёт квазипродольных и квазипоперечных кривых МТЗ, нормализацию кривых кажущегося сопротивления.

Для количественной интерпретации МТ-данных использовалось различное программное обеспечение. Высокочастотные части кривых $\rho_к$ инвертировались с помощью программного комплекса 1D-инверсии, разработанного в ООО «Северо-Запад» – «MTS Prof Inv».

Решение обратной задачи в рамках этого комплекса осуществляется с помощью программы регуляризированной

профильной инверсии, осуществляемой в несколько этапов.

На первом этапе строится поточечная инверсия с помощью метода Тихоновской регуляризации решения некорректно поставленных обратных задач. Далее строится «нормальная» модель, учитывающая региональные особенности геоэлектрического разреза. На втором этапе с опорой на эту «нормальную» модель производится горизонтальная стабилизация. В качестве регуляризатора при инверсии выступает функционал, отвечающий за гладкость решения по глубине.

Глубинная часть геоэлектрической модели была получена с использованием программы 2D-инверсии R. Mackie (США, компания GSY-USA и Массачусетский технологический институт) [7]. Обратная задача решается на основе метода конечных разностей и теория регуляризации Тихонова. В качестве априорной используется информация о гладкости получаемого распределения сопротивления (за исключением скачков сопротивления, заданных в стартовой модели). Минимизация функционала осуществляется методом нелинейных сопряженных градиентов.

Основные результаты работ на профиле «Полярноуральский трансект»

Результаты МТ-исследований представлены геоэлектрическими разрезами. Они иллюстрируют изменение сопротивления пород осадочного чехла и земной коры. Наиболее важные результаты интерпретации следующие (рис. 2):

1. Осадочные отложения Косью-Роговской впадины Предуральского прогиба проявляются в виде проводящего горизонта в самой западной части профиля. Мощность проводящих образований составляет 3 – 4 км и уменьшается на восток.
2. Внутренняя зона Предуральского прогиба, вплоть до Западно-Уральского надвига (ЗУН) отмечается блоком высокоомных пород в верхней части разреза (до 4 км). На нескольких участках под высокоомной областью наблюдаются локальные проводящие зоны в диапазоне глубин 5 – 10 км. Это, либо погруженные проводящие образования осадочного чехла, либо проявление в поле сопротивлений Интинско-Хановейского надвига.
3. Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН) проявляется в виде узкой проводящей зоны, крутопадающей на восток. Глубина верхней кромки проводящей зоны 1 – 2 км. ГЗУН прослеживается до глубин 10 – 12 км. Енганопейский массив Собского поднятия, пересекаемый восточнее ГЗУН, проявляется в виде высокоомного блока. Он ограничен с востока узкой проводящей зоной падающей круто на запад, и прослеживающейся, как и ГЗУН до глубин 10 – 12 км.
4. На точках № 65 – 100 на результаты МТЗ основное влияние оказывают проводящие породы Фронтального разлома. На разных участках наш профиль оказывается ориентирован то вдоль, то поперек Фронтального надвига и на геоэлектрическом разрезе проявляются несколько широких проводящих субвертикальных зон, прослеживающихся до глубин примерно 15 км. Сопротивление пород в этих аномальных зонах составляет десятые доли, первые единицы Ом·м.
5. На геоэлектрическом разрезе зона Главного Уральского надвига (ГУН) проявляется как проводящая область восточного падения с глубиной заложения 5 – 7 км. На глубинах 5 – 10 км проводящие зоны, отвечающие ГУН и Фронтальному надвигу, выполаживаются и соединяются через коровую проводящую зону.
6. Восточнее ГУН, в пределах Урал-Тау верхняя часть разреза высокоомная. В этой части профиля наблюдаются самые высокие сопротивления пород.
7. Осадочные отложения Западно-Сибирской плиты в виде верхнего проводящего горизонта начинают прослеживаться с МТЗ № 142. Мощность осадочного чехла плавно увеличивается на восток до 2 км на конце профиля. При этом его суммарная продольная проводимость составляет примерно 600 См, а среднее сопротивление осадочных пород около 3 – 4 Ом·м.
8. Таким образом, в верхней части геоэлектрического разреза, полученного по

результатам инверсии МТ-данных выделяется ряд узких зон низкого сопротивления преимущественно с восточной вергентностью. Все эти аномальные зоны приурочены к крупным Уральским надвигам – ЗУН, ГЗУН, Фронтальному, ГУН. Сопротивление пород в пределах аномальных зон составляет единицы Ом·м.

Природа аномальной проводимости этих зон может быть различна. С одной стороны, резкая неоднородность электрических свойств может быть объяснена присутствием электронопроводящих пород. По литературным публикациям, в частности в работах Петрова Г.А., Пучкова В.Н. [5] отмечается, что в зоне смятия Главного Уральского разлома среди осадочных пород преобладают углеродистые сланцы. Западные разрезы полосы черных сланцев слагаются, в основном, углеродисто-серицит-кварцевыми метаалевролитами и алевропесчаниками. Углеродистые сланцы могут обладать очень низкими электрическими сопротивлениями.

С другой стороны, некоторые исследователи связывают аномалии электропроводности с присутствием флюидов в зонах повышенной трещиноватости (например, тектонически нарушенных зонах).

9. По строению глубинной части геоэлектрической модели отметим, что кора Восточно-Еропейской платформы более высокоомна, чем кора Западно-Сибирской плиты. Субвертикальная зона, разделяющая по уровню сопротивлений Восточно-Европейскую и Западно-Сибирскую плиту проходит в месте пересечения профилем р. Объ. Наиболее высокоомная часть верхней коры приходится на зону Центральноуральского антиклинория. Этот участок профиля характеризуется также максимальной положительной аномалией поля силы тяжести и аномальными значениями магнитного поля (рис. 2).

10. Одним из наиболее важных результатов, полученных по МТ-данным, является картирование мощного корового проводящего слоя в пределах Западно-Сибирской платформы. Коровый проводник прослеживается на всей восточной части профиля. Верхняя кромка проводника фиксируется в среднем на глубинах 10 – 15 км. Его мощность составляет 20 – 25 км, а суммарная продольная проводимость около 2000 См. В районе МТЗ № 270 – 280 наблюдается субвертикальная проводящая зона, выходящая к подошве отложений осадочного чехла.

На этом интервале профиль пересекает границу двух крупных тектонических элементов: Северо-Сосьвинского антиклинория (на западе) и Гортского синклинория (на востоке). По геологическим данным известно, что эти структуры граничат по глубинному разлому северо-восточного простирания. Анализ топографической карты и космоснимков позволяет отчетливо увидеть в рельефе дневной поверхности кольцевую структуру (овал ССВ простирания), имеющую название «Кинжальная». Не исключено, что она не единственная в пределах Полуйского биолологического заказника. Возможно, что Кинжальная структура и связанная с ней аномалия электроповодности имеют локальный в плане характер и уходят на глубину 20 – 25 км. Это может указывать на ее эруптивно-диатремовую природу.

В 2009 г. здесь было предложено заложить Янгиюганскую параметрическую скважину (до глубины 4 км).

Для уточнения места ее заложения, а также для уточнения положения корового проводника в разрезе и в плане в 2009 г. ООО «Северо-Запад» выполнило работы методом МТЗ на продолжении профиля «Полярноуральский трансект» (30 км) и на рассечке к нему (30 км). Наблюдения, анализ и интерпретация данных были выполнены в 90 пунктах по той же технологии, что и на основном профиле.

Так как основной профиль «Полярноуральский трансект» закончился, по сути, в пределах аномалии коровой проводимости, то продление его на восток позволило существенно повысить достоверность интерпретации МТ-данных в районе заложения скважины.

Коровый проводящий слой, выделяемый в интервале 15 – 30 км, не прерывается, а продолжается на восток. При этом его кровля сначала резко погружается до 30 км, а затем снова поднимается до 15 – 20 км. В его пределах на МТЗ № 251 – 265 наблюдается область наиболее низких сопротивлений (около 1 – 2 Ом·м). От нее к поверхности отходит субвертикальная проводящая зона, выходящая к подошве осадочного чехла на МТЗ № 270 – 280.

На профиле-рассечке, отходящем от основного профиля на северо-запад под углом 30º общий вид структур сходен, однако сопротивление субвертикальной зоны существенно выше.

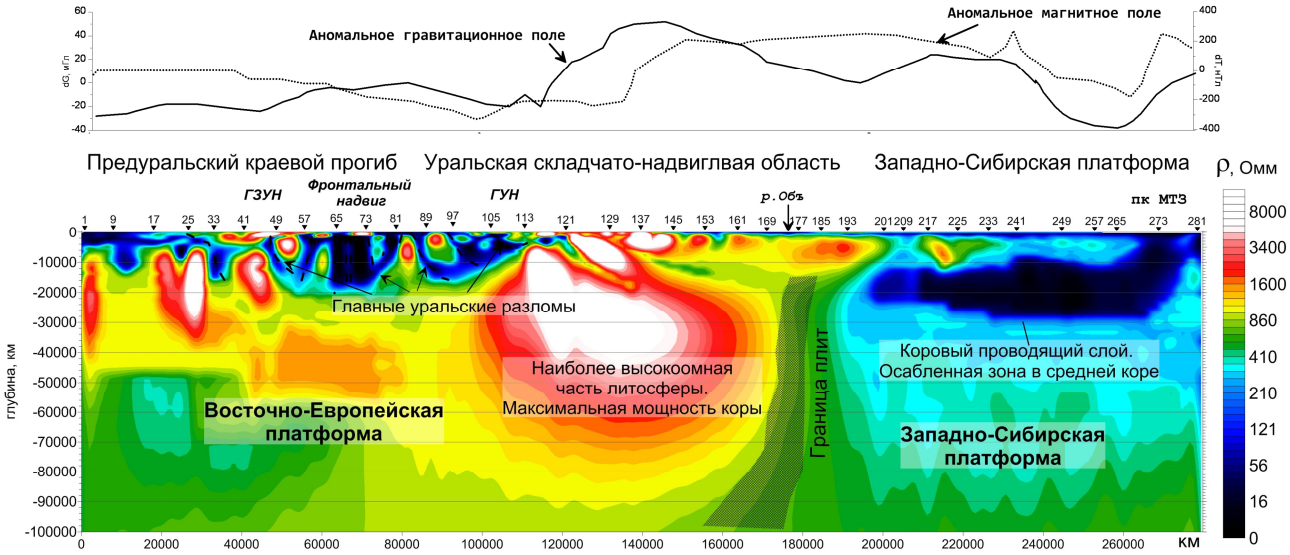


Рис. 2. Геоэлектрическая модель по профилю Полярноуральский трансект

Таким образом, выделенные по обоим профилям проводящие субвертикальные зоны позволяют предположить, что Северо-Сосьвинский антиклинорий и Гортский синклинорий граничат по разлому, имеющему глубинное заложение.

Соотношение сопротивлений этих зон на основном профиле и рассечке, свидетельствует о том, что Кинжальная структура, пересекаемая основным профилем, по-видимому, имеет локальное распространение. Это не противоречит гипотезе о ее эруптивно-диатремовом происхождении. Она проявляется аномально пониженными сопротивлениями в коровом проводнике и в наклонной зоне, выходящей к подошве осадочных образований.

Выводы

Результаты МТ-исследований, проведенных на профиле «Полярноуральский трансект» и его восточном продолжении позволяют получить новые данные о глубинном строении региона.

Наиболее яркими объектами, выделяемыми электроразведкой являются узкие субвертикальные или наклонные зоны, отвечающие разломам.

Выделен коровый проводящий слой в коре Западно-Сибиркой плиты, детально исследовано глубинное строение в районе Кинжальной кольцевой структуры в месте заложения Янгиюганской параметрической скважины.

Литература

1. *Дьяконова А.Г. и др.* Геоэлектрический разрез литосферы северного Урала // Физика Земли, 2007, № 4.
2. *А.Г.Дьяконова, В.С.Дружинин, А.М. Тиунова, В.С. Вишнев.* Характеристика нарушенности земной коры Уральского региона по электромагнитным и сейсмическим данным // Геология и геофизика, 1994, № 11 .
3. Тектоническая история Полярного Урала. // Труды ГИН РАН, вып. 531. М.: Наука, 2001. 191 с.
4. *Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. // Екатеринбург, УИФ «Наука», 1994.
5. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный

Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994, № 1, С. 25-37.
6. *Куликов В.А. и др.* Результаты магнитотеллурических исследований на Южном Урале. // Тезисы докладов научной конференции «Чтения Федынского», Москва, 2003, с. 115.
7. *Rodi W. and Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. // Geophysics, 2001, 66, pp. 174-187.

БИОМАРКЕРЫ – АКРИТАРХИ В ШУНГИТАХ ОНЕЖСКОЙ СТУКТУРЫ КАК СВИДЕТЕЛИ СЛОЖНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ

Куликова В.В.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск (vkulikova@yandex.ru)

Современные исследования Онежской структуры показали, что геологический разрез людиковийских образований начинается с кор выветривания, вероятно, сумийских, по неоархейским гранито-гнейсовым комплексам с возрастом 2716±9Ма [3. 6]. Параметрическая скважина (к ЮВ от г. Кондопоги) вскрыла геологический разрез в центральной части Онежского озера. Впервые в его основании (2751–2944 м) установлен горизонт каменной соли (галита) в ассоциации с карбонатными гидротермалитами, урансодержащими доломитами и др., которые перекрываются пестрой толщей доломитов [3, 6]. На восточном побережье Онежского озера (участки Кузаранда, Челмужи, Пяльма и др.) доломиты переслаиваются с углеродсодержащими осадками и содержат псевдоморфозы кристаллов галита. По [3, 6], разрез ангидрит-галитовой толщи основания параметрической скважины сопоставлен с разрезом «туломозерской» свиты именно в восточном Прионежье - с горизонтом гипсов и брекчий долеритов с гипсовым цементом.

Составы магматических пород представлены, преимущественно, пикритовой и толеитовой с феннеровским трендом кристаллизации петрохимическими сериями в нижней части разреза и высокомагнезиальной – в верхней [3, 4, 6 и др.]. Существенную роль, наряду с лавами и силлами, в строении разрезов играют осадочные породы: конгломераты, кварциты, алевролиты, углеродсодержащие сланцы и шунгиты, доломиты. Традиционно считается, что формирование всего людиковийского горизонта происходило в мелководном море [1, 3, 5, 6 и др.].

В процессе исследований особенностей расположения на ЮВ Фенноскандинавского щита полей палеопротерозойских даек с учетом предыдущих работ большого коллектива геологов в пределах центральной части Онежской структуры (Заонежье) с определенной долей условности автором данного сообщения были выделены «следы» небольших вулканов на основании одинаковых изотопных возрастов и особенностей составляющих их пород. Это палеовулканы Суйсари, Уница, Василисин, Мудрый, Лебедь, Ким, Диана, Пяльма, Пажа, Конжа в пределах Сундозерского моря. Формирование их было обусловлено тектонической обстановкой, сравнимой с современной на стыке плит Кокос и Наска [4], при этом диаметр у подножья составлял около 25–30 км и кальдер – до 5 км.

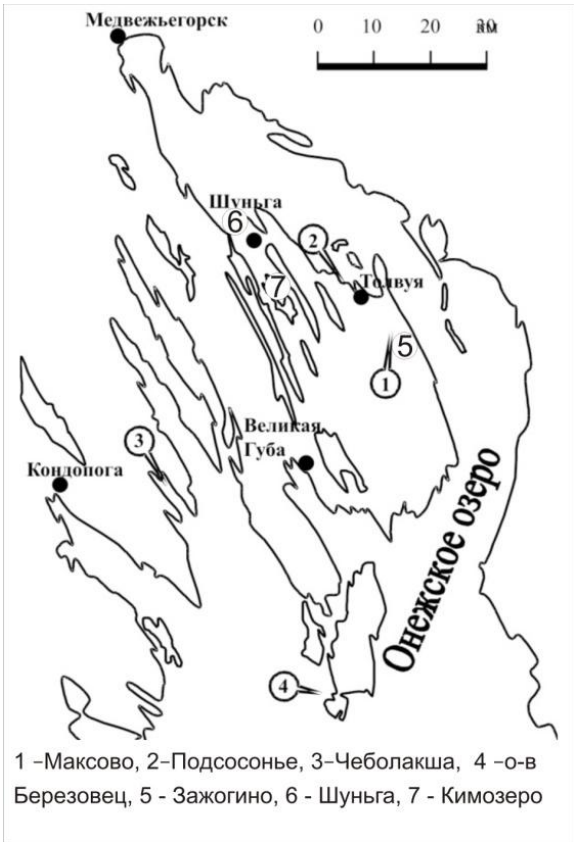


Рис. 1. Схема расположения участков шунгитов по [5] с добавлениями автора

Предполагается также, что здесь проявлена активная вулканическая деятельность, которая сопровождалась в Онежском синклинории «черными курильщиками» продуцентами пород заонежской свиты (рис. 1), хотя подводящие каналы в настоящее время достоверно не выявлены. Свита характеризуется: 1) широким развитием углеродсодержащих пород, в том числе высокоуглеродистых шунгитов антраксолитов); 2) наличием толеитовых базальтов и пород с повышенной кремнекислотностью и щелочностью (трахиандезибазальты и трахибазальты) в верхах свиты; 3) водным типом осадков и вулканитов. В свиту внедрены субвулканические силлы основного состава неустановленного (предположительно людиковийского) возраста.

Особенности динамики осадконакопления детально изучены, а также выявлены свидетельства присутствия проблематики (микроорганизмов) в осадках свиты [1, 2, 5 и др.].

Автором при изучении минералогических особенностей пород свиты в ИГ КарНЦ РАН системой энергодисперсионного микроанализатора «INCA Enerdgy 350» (Oxford, Англия) и сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» (TESCAN, Чехия) (В.В.Куликова, куратор А.Н. Терновой) при условиях: ускоряющее напряжение – 20kV, ток зонда - 340 pA, были получены снимки акритарх из раздробленных и карбонатизированных по зонам трещиноватости шунгитов месторождения Максово и Зажогино (рис. 2), антраксолитов месторождения Шуньга (рис. 3). Отношение к этим образованиям у исследователей неоднозначно, т.к. в частности, делается вывод, что «округлые онколитоподобные» формы, выявленные в высокоуглеродистых породах Зажогинского месторождения являются метаколлоидными образованиями, образованные в процессе старения органокремнистых гелей, и имеют гидротермальную природу [5].

В препарате из Максово размером 1x1 см было обнаружено на плоскости шунгита с отчетливыми скульптурными формами типа волноприбойных знаков целые, частично разрушенные и разрушенные организмы размером от 10 до 100 μм. Оболочки представлены кварцем, а внутренние полости – сложным «смектитом». Акритархи располагаются в углублениях в шунгите, имеют четкие ограничения, иногда, полностью сохранившиеся формы (см. рис. 2). Условия их образования требуют дополнительных исследований.

Из месторождения Шуньга, наряду с авторскими образцами, был исследован любезно предоставленный Д.В. Рычанчиком препарат антраксолита. Порода представлена сложным агрегатом состава кварц-углерод (шунгит)-пирит-магнетит-железо и др., а проблематика - формами, в основном, сложенными апатитом и монацитом. Кроме того, именно в нем были обнаружены «маты» железистых бактерий в динамике их формирования: от единичных «звездочек» до отдельных «особей» и слоистых, до 5 нанослоев, «матов» (см. рис. 3). По [7 и др.], 1,9 Ga назад в канадской формации Ганфлинт впервые появляются звездчатые образования, полностью идентичные современным, которые формирует облигатноаэробная осаждающая марганец бактерия Metallogenium. Образуемые этой бактерией металлические кристаллы в виде характерных "паучков" возникают только в сильно окислительной обстановке. Это должно означать, что содержание кислорода в атмосфере в Канаде, а, следовательно, и в Онежской структуре достигло величины 1% от современного (точка Пастера). Эти «маты» можно рассматривать как «наноджеспиллиты», т.к. в них отмечено чередование железных (или бедных кислородом) и магнетитовых слойков. Как предполагается [7 и др.], они возникают при окислении двухвалентного железа – растворенного в морской воде продукта вулканической деятельности в поверхностных слоях бассейна до трехвалентного и выпадении в виде нерастворимого осадка (гематита Fe_2O_3 и

магнетита $FeO(Fe_2O_3)$) мощностью в несколько μм. С другой стороны, жилы «антраксолита» Шуньги могут быть отнесены также к продуктам деятельности термофильных железо-восстанавливающих бактерий, которые образуют магнетит, как, например, в Долине Гейзеров в Йеллоустонском поле или к продуктам подземных терм в Австралии.

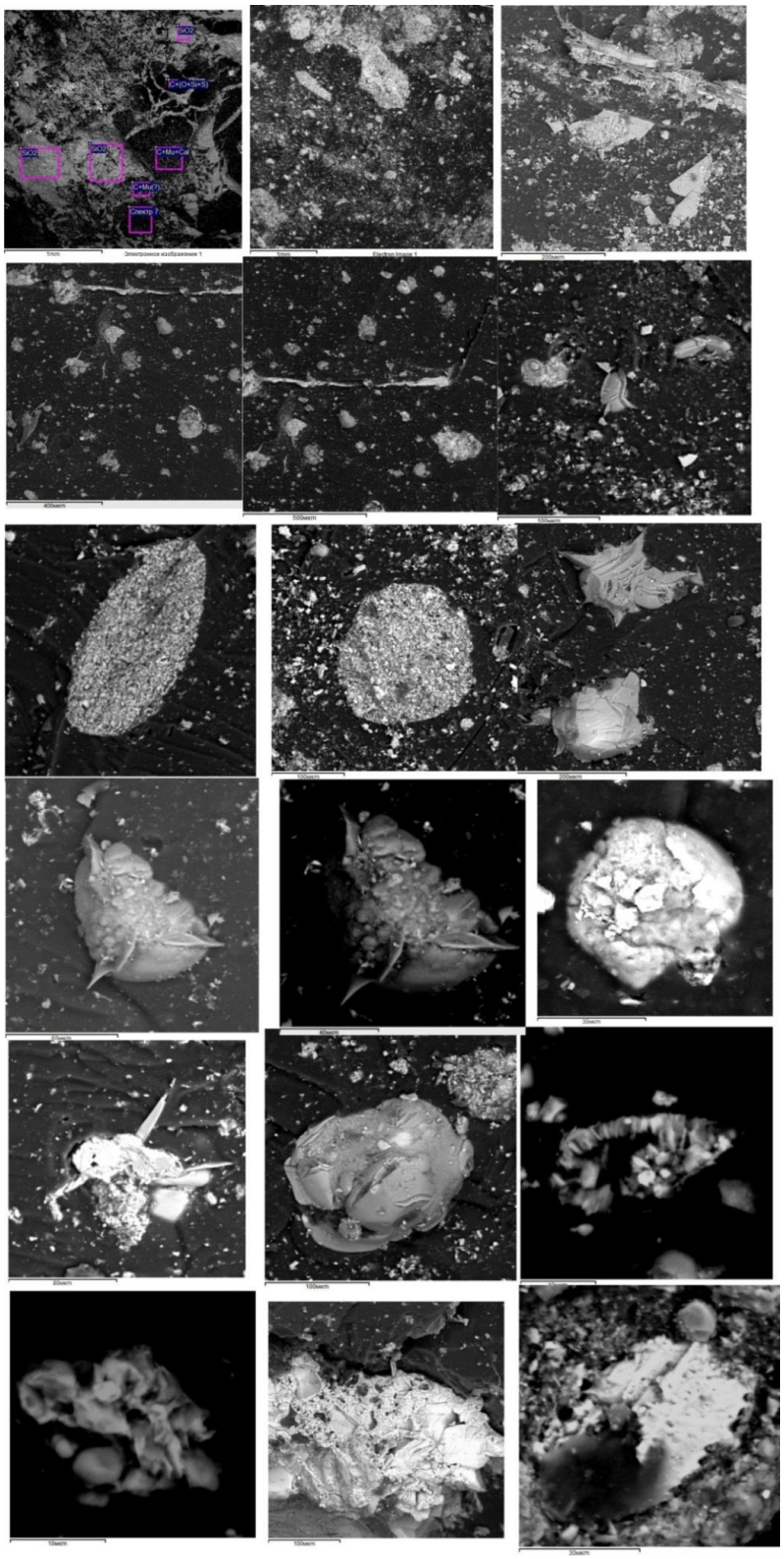


Рис. 2. Акритархи из шунгитов месторождения Максово

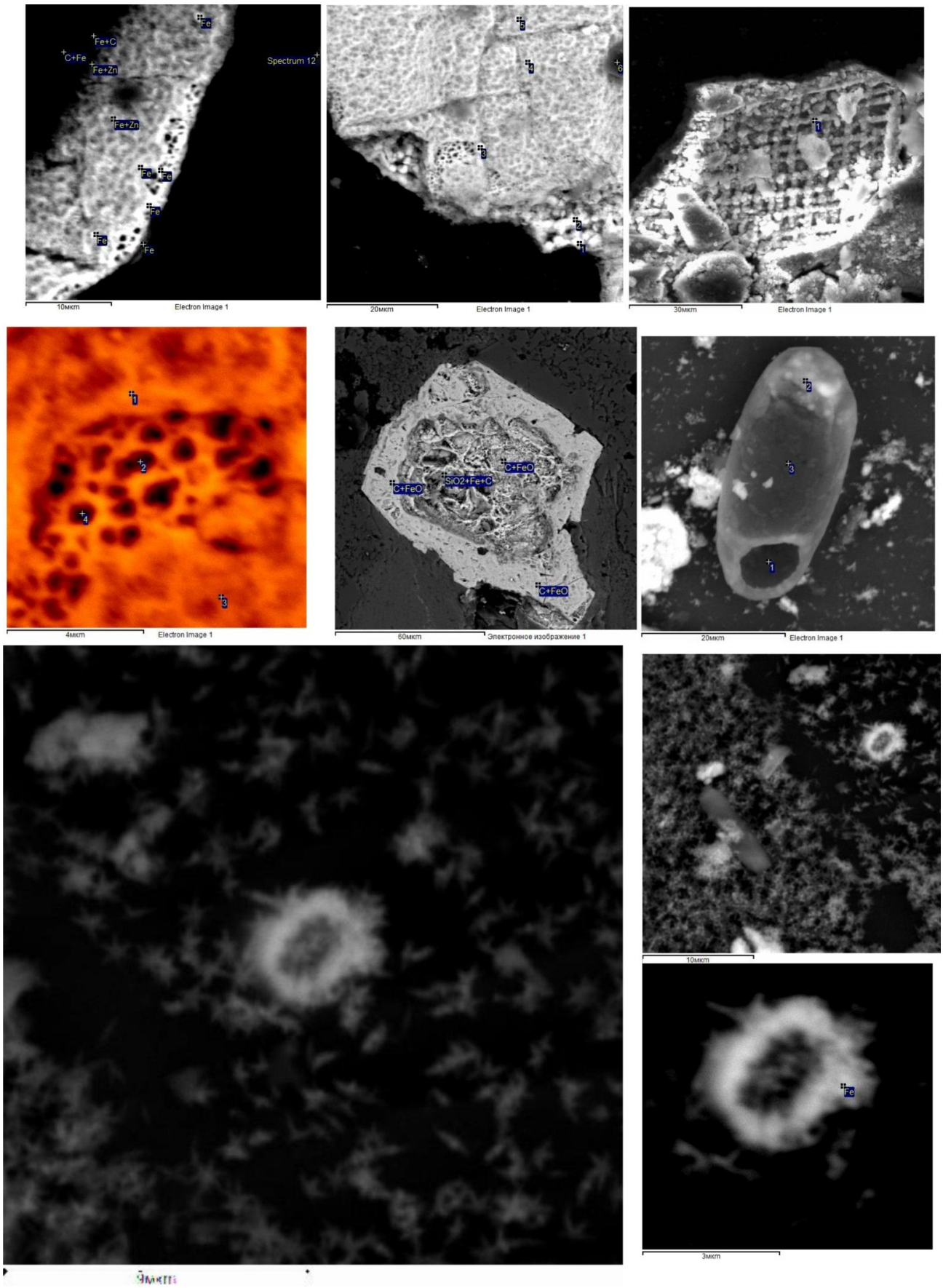


Рис. 3. Продукты деятельности железных бактерий в антраксолите месторождения Шуньга

Для шунгитов Шуньги, кроме того, характерны слойки хорошо ограненного пирита. Неокисленный пирит в антраксолите свидетельствует о практически бескислородной среде, но здесь же присутствуют и вышеописанные «маты» магнетита. Следовательно, сообщества фотоавтотрофов одновременно формируют своеобразные кислородные «оазисы в бескислородной пустыне» [7 и др.], т.е. их возможностей хватает на осаждение железа в окисной форме только в своем непосредственном окружении. Еще одной особенностью шуньгских антраксолитов является присутствие в породе иридия (иногда, платины): в апатите, монаците и цирконе. Появление этого элемента в антраксолите, имеющим только жильную форму тел и сложное внутреннее строение, позволяет поставить вопрос о неординарном, возможно, космическом событии, отразившемся на вещественном составе пород Заонежья. Косвенным признаком может служить также нахождение толщи морской соли непосредственно на корах выветривания неоархейских комплексов, что должно быть обусловлено катастрофическим и внезапным образованием водоема.

Исходя из выше изложенного, можно сделать следующие выводы.

В Заонежье наблюдается зональное распределение акритарх в соответствии с особенностями вмещающих их пород.

На участках Максово – Зажогино хорошо сохранившиеся акритархи представлены исключительно кремнистым веществом оболочек и симплектитом – внутренних частей, а вмещающие их породы – широким разбросом изотопного состава углерода с тенденцией его «облегчения».

На участке Шуньга в так называемых антроксолитах и вмещающих их шунгитах с устойчиво тяжелым изотопным составом углерода, в основном, преобладают железобактерии, формирующие пиритовые слои и магнетитовые «маты». Особенностью этих пород является большое количество фосфатов (апатита и монацита) всегда с присутствием в них иридия.

Вероятно, породы участка Шуньга, находящегося на северной границе Заонежья, образовались раньше участков Максово – Зажогино, расположенных в центральной части, что доказывается минералогией, создаваемой акритархами. Это же подтверждается изотопным составом углерода: более тяжелым в Шуньге и легким – в центре структуры. По данным [9], «мантийный источник кимберлитов был сформирован на рубеже не позднее 2048±48 Ма, и его эволюция в течение 100-150 Ма привела к становлению Кимозерских кимберлитов переходного типа, находящихся к югу от Шуньги, на рубеже 1814±20 Ма», т.е. возможно, формирование этих территорий разделяется поэтапно космическим событием, генерировавшим образование специфических кимберлитов и алмазов.

Данный подход к изучению разреза позволяет значительно уточнить динамику формирования Онежской структуры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00376а

Литература

1. Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория //Ред. М.М.Филиппов,В.А.Мележик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. 80 с.
2. Бактериальная палеонтология. РАН, ПИН; МГУ, Кафедра палеонтологии. По ред. А.Ю.Розанова. – М.: ПИН РАН, 2002. -188 с.
3. Краткие сведения по объекту "Онежская параметрическая скважина" http://karelnedra.karelia.ru/geolinform/onego_skv0.htm
4. *Куликова В.В.* Палеопротерозойские вулканы Центральной Карелии и модели их образования (новый взгляд). Литосфера. № 3, 2010, с. 118 – 127.
5. *Медведев П.В.* «Ископаемая нефть, органическое вещество и фоссилии в отложениях нижнего протерозоя онежского синклинория». Ученые записки Петрозаводского гос. университета, геология, март, №5, 2009. С. 54-60.
6. *Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др.* Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии

(по данным Онежской параметрической скважины) // ДАН. т.435,№ 2, 2010. с.230-233
7. *Федонкин М. А*. Две летописи жизни: опыт сопоставлеия (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы)//Сборник статей, посвященном 70-летию академика Н.П.Юшкина: «Проблемы геологии и минералогии», с. 331-350
8. http://bourabai.kz/impact/a183.html
9. *Lokhov K.I., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N., Polekhovsky Yu.S., Afanas'eva Z.L., Bogomolov E.S., Sergeev S.A.* U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons and Hf-Nd isotopic systematization of the Kimozero kimberlites (Karelia)// // Abstr. Of International Conference "Geochemistry of magmatic rocks, scholl Alkaline magmatism of the Earth", Moskow-Koktebel GEOKHI, 2010, p. 102-104.

РАЗНЫЕ ГЕНЕРАЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК НА ЮВ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Куликова В.В., Куликов В.С. Бычкова Я.В.

Палеопротерозойские дайковые комплексы на ЮВ Фенноскандии подразделяются на сумийские, людиковийские и вепсийские. Их структурная позиция на Евроамериканском континенте (Лавразии-? Суперии-?) мегауровне определялась геометрическим рисунком как мезоархейских зеленокаменных поясов, так и палеорифтов этого времени. В то же время существуют артефакты, которые позволяют рассмотреть иные варианты формирования дайковых полей этого возраста.

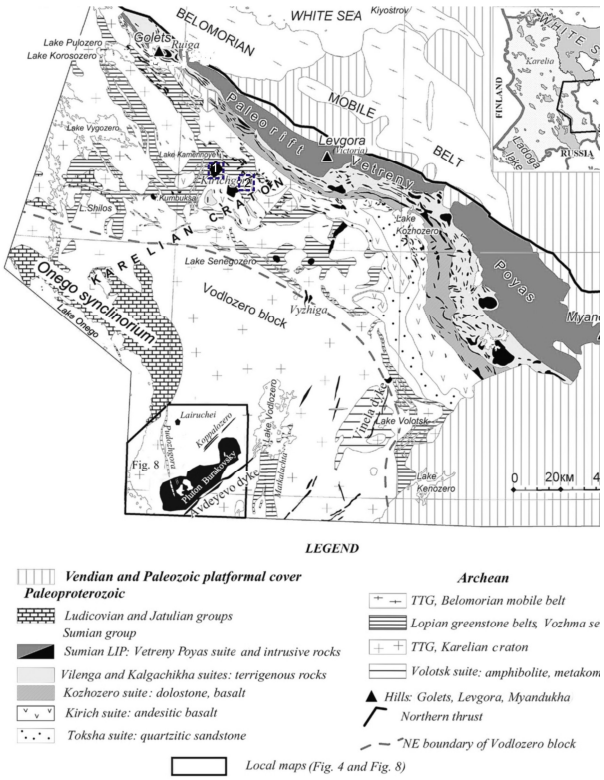


Рис. 1. Схема геологическогостроения ЮВ Фенноскандинавскогощита по [3].

Сумийский палеорифт Ветреный Пояс на современном эрозионном уровне имеет асимметричное строение за счет «обрезанного» беломоридами СВ плеча и достаточно плавным переходом к мезоархейскому Сумозерско-Кенозерскому зеленокаменному поясу за счет широких полей даек и силлов мафит-ультрамафитов на ЮЗ крыле (рис. 1).

Проведено изучение на 30 шлифах и аншлифах индикаторных минералов из даек и силлов мафит-ультрамафитов людиковйской и сумийской КМП. Анализ образцов выполнен в ИГ Карельского НЦ РАН системой энергодисперсионного микроанализатора «INCA Enerdgy 350» (Oxford, Англия) и сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» (Tescan, Чехия) (В.В. Куликова, куратор А.Н.Терновой) при условиях: ускоряющее напряжение – 20kV, ток зонда - 340 рА. Кроме стандартных ферромагнетиков: ильменита, титаномагнетита и магнетита в мафит -ультрамафитах и вмещающих их породах в Калгачинской в Онежском р-не Архангельской обл. (скв. ПГО «Архангельскгеологии») (рис. 2) и Рикшанской (Карелия, Сегежский р-н) (рис. 3) структурах были установлены минералы, которые несут существенную информацию относительно палеопротерозойских геодинамических событий на этой территории. В 1936 г. «*инженером-геологом Альбовым из Калгачинского района (Карелия) были привезены образцы перидотита, в которых, в числе рудных акцессорных минералов, в минераграфической лаборатории ЦНИГРИ, Розиной с несомненной достоверностью было установлено наличие самородного железа. По наблюдениям А. Г. Бетехтина, наряду с неправильными формами выделений, в них присутствуют идеально образованные микроскопически мелкие кубики самородного железа, парагенетически связанные с магнетитом. Кроме того, в этих породах присутствуют хромшпинелиды, ильменит, редкие сульфиды никеля и мельчайшие выделения графита. Среди неправильной формы выделений самородного железа, после протравления смесью алкоголя и пикриновой кислоты, при больших увеличениях, был обнаружен типичный для метеоритов минерал — когенит. Из сульфата меди на полированной*

поверхности этих зерен легко выделялась металлическая медь» [5].

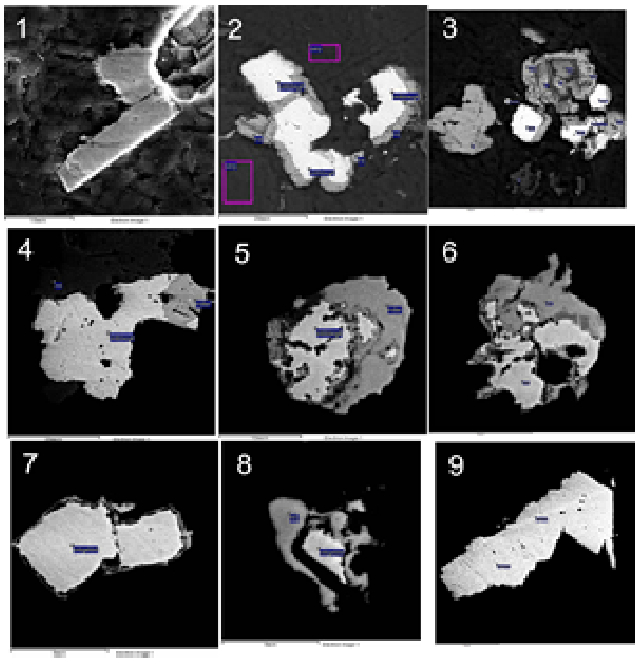


Рис. 2. Зерна октиббегита с каймами гематита, миллерита, магнетита
1 – 3 - в скв. 3, гл. 36.2 м; 4 – 6 - в скв. 3. гл. 154 м; 7 – 9 - в скв. 116, гл. 10.26 м.
Состав октиббегита соответствует стандарту (см. выше) – Fe - 25±2%, Ni – 75±2%, содержит примеси: NiS, Co и др.

Нами в скважинах, ПГО «Архангельскгеология», разбуривших силлы коматиитов в сумийской Калгачинской структуре, установлено присутствие до гл. около 150 м октиббегита с каймами гематита, титаномагнетита миллерита (рис. 2), новых для мафит-ультрамафитов минералов, имеющих непосредственное отношение к возможным космическим событиям.

К западу от Калгачинской структуры, тектонически сопряженной с кольцевой Рикшанской, работами Карельской ПСЭ на значительной площади (рис. 3) найден и изучен муассонит в ультрамафитах палепротерозоя на Урасозерском участке между оз. Калгачиха и Урасозеро [2].

На рис. 3 показано местонахождение минералов (11): а – б - муассанит в протолочках (а), в шлихах (б), в - «самородное железо» в протолочках) в скважинах (12) ПГО "Архангельскгеология" в массивах (13): 1 - Кученгорском, 2 - Ламсушкозерском, 3 - Ужмасозерском, 4 - Лора.

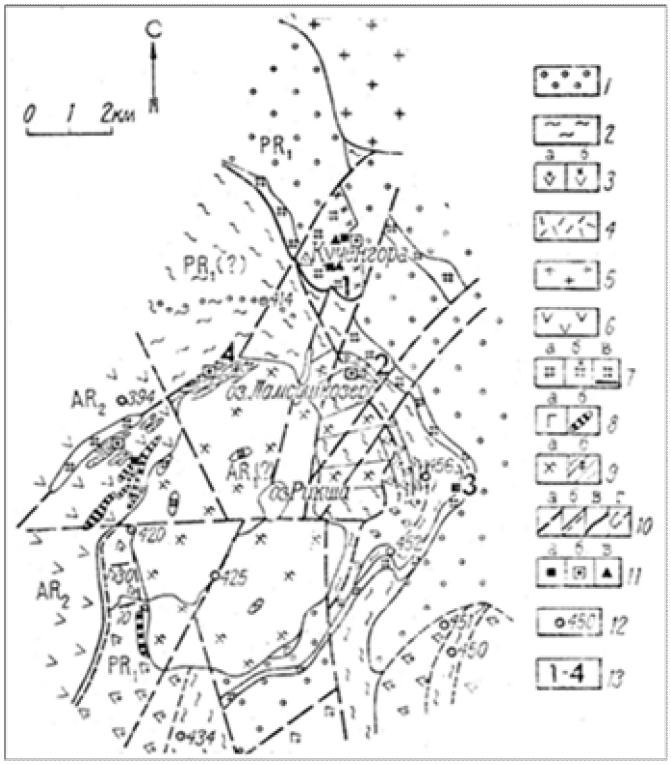


Рис. 3. Схема строения Рикшанской кольцевой структуры
Палеопротерой (сумий): 1 - конгломераты; 2 – туфы и др.; 3 - базальты толеитовые (а), коматиитовые со структурой пироксеновый спинифекс (б). Архей. 4 - риолиты, риодациты; 5 - нерасчлененные гранитоиды; 6 - толеитовые базальты. Интрузивы. 7 - ультрамафиты серпентинизированные (с проблематичной структурой-спинифекс (б), пикритовой приконтактовой зоной (в); 8 – габбро (а) и метасоматиты (б); 9 - диоритоиды (а), в т. ч. вскрытые скв. под протерозойскими осадками (б), 10 – границы: тектонические (а), структурные несогласия (б), установленные (в) и предполагаемые (г).

На основании геоморфологических построений в тектоническом плане он представляет собой "кольцевую" структуру, отчетливо обозначенную концентрическим расположением болот, речной сетью и коренных выходов пород. Дайкообразные тела ультрабазитов (Лора, Кученгора, Ламсушкоозерский, Ужмасозерский) характеризуются дифференцированным строением от дунитов до верлитов и клинопироксенитов, при этом в кровле Кученгорского массива обнаружена структура-спинифекс, что позволяет предполагать его приповерхностное (около 1 км) формирование. Обращает на себя внимание метаморфизм вмещающих пород. Так, по мафит-ультрамафитовым интрузивным и эффузивным породам развивается вторичный пироксен; тоналиты" (метасоматические диоритоиды, кварцевые

диориты) содержат "пятна" «двупироксеновых» пород. Наложенный «голубой» кварц отличается крупностью зерна и почти полньм отсутствием волнистого угасания. «Самородное железо» (октиббегит-!) обнаружено в центральной части Кученгорского массива в виде изометричных зерен, редко имеет кубическую форму в ассоциации с магнетитом и пирротином, а также с медью. Муассанит обнаружен в Кученгорском, Ламсушкоозерском и Ужмасозереком массивах, а также в метасоматитах (по В. Е Фурману, Е.Е. Афониной, кимберлито-подобных породах). В последних по биотитовому слюдиту развит вторичный пироксен, а муассанит находится в ассоциации с хромшпинелидами. В протолочках установлены также магнитные шарики («самородное железо»). Муассанит в этой структуре обнаружен на глубинах от 200 до 750 м, а также в приплотиковых суглинках и грубообломочных корах физического выветривания на глубинах более 5 м в ассоциации с шеелитом и лопаритом. Муассанит был обнаружен нами также в Ц. Карелии (пос. Гирвас, Красная Речка) (определения выполнены в ИГ КарНЦ РАН под руководством В. И. Кевлича).

В Онежской структуре во вмещающих силлы долеритов шунгитах **впервые** идентифицированы а) целое зерно плессита (тонкое прорастание камасита-+ тэнита) с характерной системой пересекающихся полос – видманштеттеновых фигур, или «обломки» камасита, иногда с примесью Cr и др. (рис. 4, 1 и 2), относящиеся к октаэдритам, б) природная латунь (%):Cu - 58.33, Zn - 35.32, SiO2 - 6.35 в) присутствие иридия в некоторых зернах циркона и ксенотима (см. рис. 4, 3 – 5). Все идентифицированные минералы отвечают классификации самородного метеоритного железа (вес.%): 0.0 - 5.0 (феррит), 6.6 - 9.6 (камасит), 10.0 - 30.0 (плессит), 24.06 - 36.0 (тэнит), 60.0 - 77.0 (октиббегит), 67.81 (аваруит) [4] В аншлифе из скв. 30 на гл. 65.3 м. обнаружена структура кварца, соответствующая коэситу (см. рис. 4).

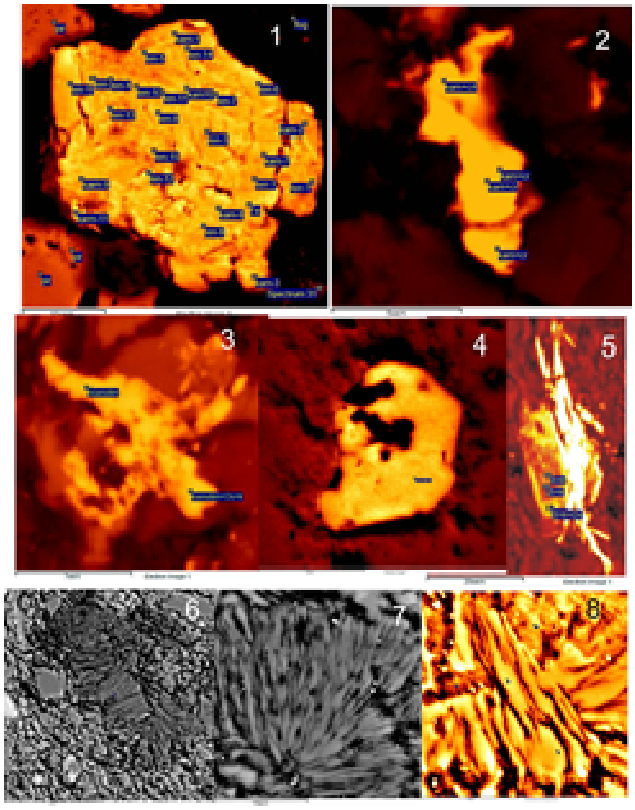


Рис. 2. Зерна октиббегита с каймами гематита, миллерита, магнетита.
1 – 3 - в скв. 3, гл. 36.2 м; 4 – 6 - в скв. 3. гл. 154 м; 7 – 9 - в скв. 116, гл. 10.26 м.
Состав октиббегита соответствует стандарту (см. выше) – Fe - 25±2%, Ni – 75±2%, содержит примеси: NiS, Co и др.

Анализом морфоструктур Ц. Карелии в системе Google Earth установлены поля пост- или позднелюдиковийских даек в виде отдельной самостоятельной группы (рис. 5).

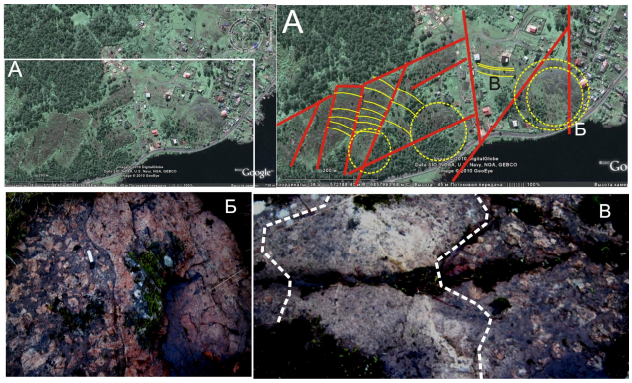


Рис. 5. Схема кольцевых структур и секущих их дак на СЗ оконечности Петрозаводской губы Онежского озера (А). Строение фрагмента «соломенских брекчий» (Б), контакт «новой» дайки и «соломенскойбрекчии» (В)

Полученные новые данные с учетом накопленного материала [1] позволяют предполагать на ЮВ Фенноскандии следы импактных событий позднепалеопротерозойского времени и,

следовательно, существенно скорректировать стратегию ее изучения. Гипотетическое астрономическое событие явилось, возможно, главным фактором массового внедрения мафитовых даек этой территории.

Литература

1. История Земли в галактических.и солнечных циклах. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 250 с.
2. *Куликова В.В., Фурман В.Н., Куликов В.С., Афонина Е.Н.* Можно ли найти метеоритное вещество на Ветреном Поясе (юго-восточная окраина Балтийского щита)//Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1992. С. 58-62.
3. *Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R.* The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia:An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces Precambrian Research 183 (2010) 589–601
4. http://tunguska.tsc.ru/ru/science/bib/1940-49/1940/Kulik1940SamorodnoeZhelezo/?print=on
5. (http://tunguska.tsc.ru/ru/science/bib/1930-39/1937/Kulik1937ZhGeofizvs151/

ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Кулюкина Н.А., Рудакова А.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(nk_d@inbox.ru)

Введение

Изучение положения траппов в структуре материков имеет важное значение для решения различных вопросов. В наше время изучение траппов является не только интересным, но и полезным процессом, поскольку с их проявлениями связаны проблемы глобального вымирания, а также в районе их локализации нередко присутствуют крупные месторождения различных минералов и полезных ископаемых.

Цель и задачи

Данная работа является реферативной и преследовала цель, заключающуюся в сравнении главных трапповых провинций мира, для этого поставленными задачами стали рассмотрение понятий внутриплитного магматизма в целом и траппового магматизма в частности, а также изучение главных трапповых провинций мира и их истории развития.

Внутриплитный магматизм

Магматизм в истории Земли проявлялся повсеместно, в том числе и во внутренней части плит. Наиболее значительный внутриплитный магматизм связан с рифтовыми системами и плюмами и проявлялся на протяжении почти всей истории Земли, начиная, по крайней мере, с архея и занимал значительные по масштабам области (рис. 1). Несмотря на то, что платформенные вулканиты по объему составляют менее 10% от фанерозойских вулканитов, известных в пределах современных континентов, платформенный магматизм представляет достаточно важное явление, особенно по своему минерагеническому значению [2].

Особенности строения лавового потока

Траппы в общепринятом понимании — это регионально развитые на платформах сравнительно однородные по составу (преимущественно толеитовые) покровные базальты и туфы вместе с их габбро-долеритовыми интрузивными аналогами.

Характерная черта траппов — это наземный полого лежащий слоистый

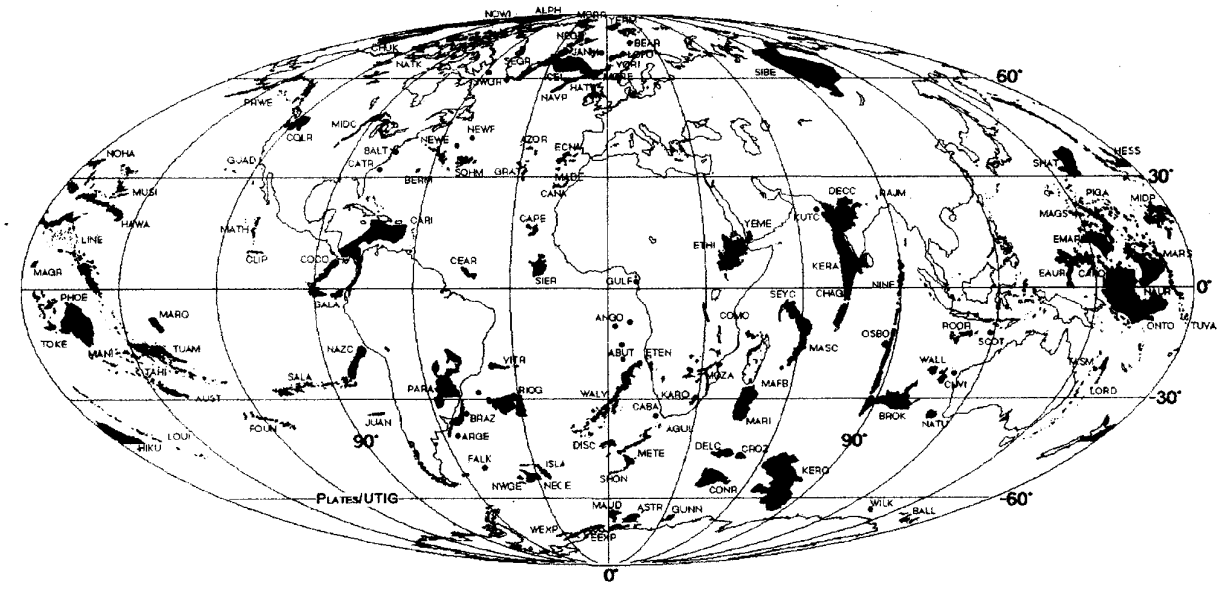


Рис. 1. Большие магматические провинции мира [1]

вулканический мегапокров, “платобазальты”. Эрозионные ложбины прорезают плоскогорья, и твердые пласты базальтов, расслоенные пачками рыхлых туфов выглядят на склонах останцовых холмов гигантскими ступенями лестницы. Среди пород трапповой формации, помимо лав, распространены туфы, туфобрекчии, а также интрузивные и субвулканические тела, такие как дайки, силы и массивы.

По полевым описаниям Рудаковой А.В. можно четко проследить полное строение лавового потока базальтов трапповой формации, мощность которых весьма разнообразна (от первых сантиметров, до десятков метров). Основные его зоны снизу вверх разделяются следующим образом: нижняя миндалекаменная зона с каналами миндалин (здесь миндалины вытянутые, ориентированные), центральная часть потока с более раскристаллизованной средней частью (эта зона представлена в разрезе афировыми и порфировыми базальтами), верхняя миндалекаменная зона с более крупными и неориентированными миндалинами и, наконец, лавобрекчии (преимущественно красных оттенков, что указывает на аэробные условия их образования).

В разрезе обычно хорошо прослеживаются контакты потоков.

Географическое и временное распространение траппов

Теперь, когда более подробно рассмотрена структура трапповых областей, можно перейти к их возрастному и географическому распределению. Область развития траппов определенного возраста обычно называют трапповой провинцией, с соответственным названием, имея в виду ее географическое расположение. Рассмотрим наиболее крупные из них в хронологическом порядке (от самых древних до самых молодых), а также условия и последствия их образования [1].

Самые древние из известных – средне-позднедевонские траппы и одновозрастные образования ***Восточно-Европейской платформы***, а также ***Сибирской платформы.***

Сибирские траппы и одновозрастные рифтовые системы, сформировались на границе перми и триаса, 250 млн лет назад и являются одной из крупнейших трапповых провинций мира.

Анализ изотопных данных п***о Центрально-Атлантическим траппам*** показал, что возраст базальтов 200 млн. лет. Излияние этих базальтов произошло перед раскрытием бассейна Центральной Атлантики.

Траппы Кару-Феррар. Изотопные данные показывают, что платобазальтовый вулканизм произошел 184 млн. лет назад, одновременно с этим начался рифтинг, приведший к раскрытию Южной Атлантики.

Траппы Парана-Этендека. Сейчас располагаются на разных берегах Южной Атлантики, а ранее слагали единую провинцию. Формирование трапповой провинции происходило на фоне раскрытия Южной Атлантики. Вулканизм здесь имел место около 135-130 млн. лет назад.

Деканские траппы излились за интервал времени не более 1 млн. лет на границе мела и палеогена 65 млн. лет назад; одновременно шло излияние траппов Сейшельских островов. Но рифтинг быстро прогрессировал, и уже 60 млн. лет назад начался спрединг океанической коры между Индией и Сейшельскими островами.

Североатлантическо-Гренландские траппы, согласно изотопным данным образовались одновременно 59-60 млн. лет назад. В настоящее время эти трапповые поля разобщены в ходе формирования Северной Атлантики.

Эфиопско-Йеменские траппы располагаются в районе Красноморского и Эфиопского рифтов. В этой области платовулканизм протекал в среднем примерно с 30 млн. лет назад с образованием Эфиопско-Йеменского плато вплоть до плиоцен-четвертичного времени с образованием локальных стратовулканов. В этом районе располагается несколько рифтов, рифтинг в которых начался около 30 млн. лет назад или позже, их развитие было постепенным и продолжается до сих пор.

Трапповая провинция Колумбия Ривер находится на Западе США. Платобазальтовый магматизм имел место 17,2-14,5 млн. лет назад. После дополнительной фазы центр слабого магматизма плавно мигрировал к востоку к современной горячей точке Йеллоустоун (поэтому в настоящее время там весьма активна деятельность гейзеров).

Можно сделать вывод, что распространение трапповой ассоциации во времени совпадает с периодами начала распада суперконтинентов – во-первых, с рифеем и вендом и, во-вторых, с поздним палеозоем и мезозоем. Во втором периоде трапповая ассоциация обнаруживает наибольшую связь с распадом Гондваны [2].

Заключение

Итак, трапповый магматизм:

- знаменуется формированием характерного облика провинции (трапповый, ступенчатый рельеф) породами специфического толеитового состава и строения
- проявлялся повсеместно на протяжении всей истории Земли
- часто предшествовал распаду континентов

Литература

1. *Никишин А. М.* Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы: учебник. М.: изд-во МГУ, 2002 – 366с.
2. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: учебник. М.: Изд-во МГУ, 2005 - 560с.

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО СКЛОНА ЮВ КАВКАЗА

Курдин Н.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(nkurdin@yandex.ru)

Юго-Восточный сегмент Большого Кавказа – позднеальпийское складчато-надвиговое сооружение. В его наиболее приподнятой центральной части обнажена мощная (более 3000 м) терригенно-сланцевая толща средней и верхней юры мегантиклинория Главного хребта Восточного Кавказа (Тфанского антиклинория). Северное крыло сооружения образовано шельфовыми, преимущественно карбонатными осадками верхней юры (до 500-700 м), карбонатно-терригенным флишем с горизонтами олистостром неокома-апта (до 1500 м), а также известково-глинистыми породами верхнего мела и палеогена (1200-1500м) Шахдаг-Хизинской зоны [3,5].

Особенности геологического строения южного склона во многом предопределены его положением в пределах двух крупных палеотектонических элементов, претерпевших разную мезо-кайнозойскую историю. На севере это альпийский сравнительно глубоководный бассейн Большого Кавказа, а на юге - Закавказский массив (плита), послуживший в мезозое (с байосса) ареной мощной вулканической деятельности, сходной с таковой в окраинно-материковых надсубдукционных вулканических поясах [4,6].

Представляется, что в поверхностной структуре границей между ними является Восточно-Кавказская зона пограничных (краевых) дислокаций, выраженная системой сближенных разрывов и поясов концентрации разрывно-складчатых нарушений. В плане она имеет форму сложной ломаной линии и состоит из протяженных отрезков близширотного и северо-западного направлений. На западе ее основным структурным элементом является выделенный азербайджанскими геологами протяженный (около 100км) субширотный Кайнарский взброс, очевидно являющийся основной сутурой южного склона. Он прослеживаемый от долины р.Алджиганчай, где появляется из-под надвигов Дуруджинской аллохтонной зоны, до верховьев р.Ахсу, сливаясь здесь с другим региональным Зангинским разрывом. Совместно они определяют границы Лагичской зоны, структура (аллохтон или парааутохтон) и соответственно палеотектоническое положение которой пока недостаточно ясны. Восточнее в районе Шемахи и далее вдоль долины Пирсагата на расстоянии и свыше 50 км установлена эшелонированная система правых сдвигов северо-западного простирания. Наиболее протяженными из них являются Калайбугурт-Шемахинский и Ленгебизский разрывы, горизонтальное смещение по которым оценивается по распределению фаций верхнего плиоцена до 10-15 км [2]. В региональном структурном плане эта упорядоченная система сдвигов находится на северо-западном продолжении крупнейшей в Восточном Закавказье Пирсагат-Сальянской зоны концентрации правосдвиговых деформаций. Восточнее Пирсагата роль основного структурного элемента пограничных дислокаций, по всей видимости, играет близширотный Адживелинский отрезок Аджичайско-Алятского разрыва, иногда выделяемого как Аживели-Умбакинский надвиг. Он непрерывно прослеживается вдоль южных предгорий Кобыстана на расстоянии около 25 км. Восточнее, в районе с. Аджвели, этот разрыв, плавно изгибаясь приобретает юго-восточное направление, одновременно меняется его морфокинематический тип - появляются структурные признаки горизонтального - правостороннего смещения. Этот разрыв является северным звеном протяженной (свыше 70 км) северо-западного направления Калмас-Борисовской (Алято-Бяндованской) зоны концентрации правосдвиговых деформаций. Она объединяет систему кулисообразно

расположенных правых сдвигов Алятской гряды, сочленяющихся здесь с меридиональными сбросами между Западным и Восточным Алятским поднятиями, а также находящийся на их продолжении Калмас-Борисовский пояс антиклинальных складок Нижнекуринской впадины. Его отчетливо эшелонированная внутренняя структура также свидетельствует о преобладающей обстановке правого сдвига.

Намечаемое подобным образом положение Восточно-Кавказской зоны пограничных дислокаций лишь на отдельных участках совпадает с границами горно-складчатого сооружения – в общее орогенное воздымание Большого Кавказа оказались вовлеченными северные окраины Закавказского массива. К северу и востоку от нее на поверхности развит меловой терригенно-карбонатный флиш Ковдаг-Сумгаитской зоны, охватывающей приводораздельную полосу Главного Кавказского хребта и среднегорную часть его южного склона. В южном направлении флиш перекрывается песчано-глинистыми сравнительно глубоководными отложениями палеогена-среднего сармата и молассой верхнего сармата-антропогена Апшероно-Кобыстанской периклинальной области. Все отложения интенсивно дислоцированы: собраны в многочисленные складки, разорваны разрывами, развиты также покровы. Каркас внутренней структуры предопределен продольными (общекавказского направления) протяженными и крупноамплитудными разрывами взбросо-надвигового типа (Гермианский, находящиеся на продолжении друг друга Гуздучайский и Алаташский, Зангинский и Герадильский, а также Джаирлы-Маразинский и Северо-Джейранкечмезский и др.).

Иначе построены участки южного склона, принадлежащие ранее Закавказскому массиву. Они охватывают: Вандамскую зону, в пределах которой обнажен сложно дислоцированный раннеальпийский осадочно-вулканогенный комплекс массива; весьма своеобразно построенную Шемахино-Баскальскую аллохтонную(?) зону, основным структурным элементом которой является Баскальская покровная пластина мелового флиша, а также крутую Ленгебизскую моноклиналь, находящуюся на продолжении системы Аджиноурских складок. Основную же часть Закавказского массива занимает Нижнекуринская межгорная впадина – современная аккумулятивная равнина, выстланная до глубин 5-7 км практически не дислоцированными породами верхнего миоцена-антропогена. Их однообразный пологий северный наклон нарушен лишь на восточной окраине впадины системой эшелонированных антиклиналей Харамино-Сальянской складчатой зоны.

Анализ особенностей строения синорогенных толщ свидетельствует о том, что начало становления основных черт современной структуры южного склона и появление новейшего поднятия ЮВ Кавказа относится к позднему сармату. Именно на этом уровне в геологическом разрезе Северного и Центрального Кобыстана впервые появляются достоверные угловые несогласия, олистостромовые горизонты, горизонты подводнооползневых складок, а также мощные пачки грубообломочных пород кавказского происхождения. Последующее оформление тектонической структуры и горного сооружения носило неравномерный характер. Весьма энергичные тектонические движения произошли в позднем сармате, позднем мэотисе, в середине (?) и в конце времени накопления продуктивной толщи, а также в позднем апшероне и со второй половины раннего плейстоцена до голоцена.

В позднем сармате-мэотисе интенсивной складчатостью (с появлением первых покровов и возникновением горного рельефа) были охвачены западная часть Ковдаг-Сумгаитской и Вандамская зоны. Позже, в понте-балахане наметились основные черты складчатой структуры Северного и Центрального Кобыстана при одновременном усложнении (с появлением второй генерации покровов) возникшей ранее структуры районов, расположенных северо-западнее. Тектоническими

движениями акчагыла – антропогена была создана структура южных предгорий. Миграция фронта складчатости к югу сопровождалась увеличением площади новейшего поднятия. Воздымание сооружения носило дифференцированный характер. Весьма интенсивные вертикальные движения (амплитудой до 6-8 км) охватили сложно построенную приводораздельную часть сооружения ЮВ Кавказа западнее долины Пирсагата. Восточнее высота поднятия резко снижается до 4-5 км в пределах осевой части (в Ковдаг-Сумгаитской и Шахдаг-Хизинской структурных) и до 2-4 км на южном склоне (в Западном Кобыстане). В Юго-Восточном Кобыстане (в Джейранкечмезской впадине) преобладали абсолютные погружения.

Столь сложный региональный структурный рисунок, созданный в результате нескольких последовательных фаз позднеальпийских деформаций, обладает значительной структурно-кинематической упорядоченностью, безусловно свидетельствующей о доминирующей роли близмеридионального субгоризонтального сжатия, воздействие которого ощущается на протяжении всего неотектонического этапа. В поле напряжений, возникших в результате этого стресса, сформировался каркас региональной структуры, представленной субмеридиональными структурами сжатия (взбросы, надвиги, линейные складки), диагональными сдвигами (северо-западного простирания – правыми и северо-восточного – левыми) и субмеридиональными структурами растяжения (сбросами). В совокупности они образуют Главный структурный парагенезис. Разные его элементы развиты или преобладают в разных частях района, отражая значительную неоднородность Главного поля тектонических напряжений.

В целом на ЮВ Кавказе фиксируется сдвиго-надвиговый тип поля напряжений, но реализуется он различно в разных геоструктурных обстановках. В восточной приводораздельной части Ковдаг-Сумгаитской зоны развита линейная складчатость умеренной интенсивности, сопровождаемая продольными разрывами взбросо-надвигового типа. Такой тип деформаций свидетельствует близмеридиональном положении оси максимального сжатия и преобладающем субвертикальном направлении оси относительного растяжения. Сходная тектодинамическая обстановка фиксируется в основании южного склона (Южно-Кобыстанское поднятие). Существенно более напряженная продольная складчато-надвиговая структурная ассоциация (местами приближающаяся к чешуйчато-надвиговой структуре) развита в западной части южного склона (западнее долины Пирсагата) и смежного с ней осевого поднятия ЮВ Кавказа. Очевидно она отражает обстановку наиболее интенсивного меридионального сжатия при стационарном субвертикальном положении оси относительного растяжения. В этих условиях горизонтальное укорочение сопровождается преимущественным удлинением вверх, с чем, вероятно, связан интенсивный рост горного сооружения.

Иная тектодинамическая обстановка выявляется в пределах южной части флишевой зоны (Ковдагская ступень) и Центральном Кобыстане. Развитая здесь сдвиго-надвиговая структурная ассоциация отражает напряженное состояние, при котором горизонтальное укорочение в субмеридиональном направлении сопровождается субвертикальным и субгоризонтальным (близширотным) удлинением. Эта особенность отражена в уменьшении вертикальной амплитуды новейшего поднятия, снижении интенсивности деформаций (складчатость приближается к гребневидной, уменьшается величина смещений по разрывам), появлении поперечных складок в Северном и Центральном Кобыстане.

Отмеченные региональные особенности Главного поля тектонических напряжений хорошо согласуются с механической моделью формирования структуры Кавказа в результате коллизии Закавказской и Предкавказской плит (и возможного поддвига южной плиты под северную). Так,

области развития надвигового геологического типа поля напряжений развиты преимущественно вдоль широтных отрезков внешней рамы – северной и южной окраин этих жестких блоков. В весьма интенсивном виде это напряженное состояние проявляется в пределах южного склона западнее долины Пирсагата - перед фронтом наиболее продвинутого к северу Центрально-Азербайджанского блока Закавказской плиты. По-существу, он играет роль горизонтального штампа, внедрившегося в пластичные флишевые толщи. Развитая здесь упорядоченная система сближенных высокоамплитудных надвигов, (Зангинский, Кайнарский, Сулутчайский и др.) сочетающихся с напряженной складчатой структурой, маркируют конвергентную границу плит. Очевидно, именно она является корневой зоной Баскальского покрова. На значительное горизонтальное сжатие также указывают присутствующие в приводораздельной части Главного хребта (севернее полосы надвигов) обособленные протяженные блоки (или зоны) с устойчивым субвертикальным (иногда до опрокинутого с южной вергентностью) залеганием пород (Гуздучайский и Бабадагский блоки). Их формирование вероятно происходило в условиях поперечного содвижения и сопровождалось расплющиванием горных пород. Тектоническое отжимание возникшего избыточного материала осуществлялось как вверх, так и по простиранию сооружения. Основные структурные последствия этого процесса отмечались ранее [1] – это интенсивный рост осевой части новейшего поднятия юго-восточной части Б.Кавказа, формирование поперечных складок Северного и Центрального Кобыстана и, возможно, становление Астраханских покровов. Умеренно-интенсивный надвиговый тип поля напряжений в Южном Кобыстане отражает снижение интенсивности деформаций перед фронтом относительно отстающего в северном продвижении Восточно-Азербайджанского блока. Сдвиговый тип поля напряжений, проявляющийся крупнейшими на ЮВ Кавказе Пирсагат-Сальянской и Алят-Бяндованской зонами концентрации правосдвиговых деформаций, подчеркивает трансформный характер границы Закавказской плиты с глубоководной впадиной Южного Каспия. Достаточно сложная тектодинамическая обстановка предполагается на Апшеронском полуострове. Преобладающий здесь сдвиговый тип поля напряжений, вероятно, сопровождается элементами тектонического вращения. Признаки такого вращения фиксируются в дугообразной форме некоторых основных зон концентрации деформаций (Бурансыз-Мардакянской, Южно-Апшеронской) и сопровождающих их систем складок.

Литература

1. *Копп М.Л.* Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС,2007. С.285-315.
2. *Копп М.Л., Курдин Н.Н.* Региональные сдвиги на ЮВ Кавказе // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1980. № 11.С.30-37.
3. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963, 355 с.
4. *Панов Д.И., Ломизе М.Г.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С.39-110.
5. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984, 342 с.
6. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001, 604 с.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО И КААПВААЛЬСКОГО КРАТОНОВ

Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,Россия (ol_kuskov@mail.ru)

Геотермические, сейсмические и петролого-геохимические данные указывают на структурную, температурную и вещественную неоднородность континентальной верхней мантии Земли. Температура мантии остается одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров. Это связано с тем, что распределение температур и источников тепла в земных недрах, а также механизмы его переноса точно не установлены. Все термические модели Земли построены по косвенным данным и показывают большие расхождения в оценках распределения температуры с глубиной.

Одна из важнейших задач геохимии и геофизики заключается в изучении химического состава, теплового режима и внутреннего строения литосферной мантии. А, именно, ее вещественного состава, скоростной и плотностной структуры, поскольку плотностные аномалии, обусловленные вариациями температуры и химического состава, влияют на распределение масс внутри планеты и мощность литосферных корней, и являются движущей силой мантийной конвекции. Кроме того, надо знать термодинамические параметры мантийного вещества. При наличии термодинамического равновесия плотность, сейсмические скорости, природа и резкость фазовых границ, и мощности слоев в мантии являются зависимыми величинами от температуры, давления, химического и модального состава пород. Однако, именно, температура решающим образом влияет на физико-химические параметры мантийного вещества.

Петролого-геохимические и геофизические модели мантии взаимно не согласованы. Первые, основанные на определениях состава мантии по ксенолитам, не отражают специфику ее сейсмического строения. Методы геотермии и томографии не объясняют вещественную природу мантии по вертикали и латерали. В работе предложен метод реконструкции состава и теплового режима мантии Земли по петролого-геохимическим и сейсмическим данным, основанный на аппарате термодинамического моделирования [1-4].

Согласование геохимических и геофизических моделей литосферной мантии проведено с помощью методов физико-химического моделирования. Эти методы позволяют переводить модели валового состава в равновесные фазовые ассоциации и согласованные с ними сейсмоплотносные характеристики (прямая задача), а скоростные разрезы обращать в модели состава и/или распределения температуры (обратная задача). Процедура решения прямой и обратной задач осуществлена с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества с учетом фазовых превращений, ангармонизма (учет термического расширения и сжимаемости) и эффектов затухания (неупругость вещества мантии при высоких температурах), которые необходимо принимать во внимание из-за нелинейного характера изменений термодинамических и сейсмических свойств с ростом температуры и давления.

В работах [1-4] был предложен и разработан метод определения температуры в верхней мантии Земли из абсолютных скоростей P- и S-волн, исследована чувствительность сейсмических моделей к составу и показана необходимость его учета при решении обратных задач, связанных с восстановлением температуры мантии по сейсмическим и петролого-геохимическим данным. В настоящей работе этот метод использован для определения теплового режима литосферной мантии Каапваальского

и Сибирского кратонов по сейсмическим данным, что, наряду с геохимическими ограничениями по составу ксенолитов, позволяет построить более надежные модели внутреннего строения и теплового режима кратонов.

Цель работы – на основании информации о скоростях упругих волн по региональным сейсмическим данным (Каапваальский кратон) и данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях с химическими и ядерными взрывами (Сибирский кратон), восстановить тепловые поля и оценить мощность термической литосферы под архейскими кратонами. Основные задачи состоят в том, чтобы: (1) определить одновременное влияние состава и температуры на скоростные и плотностные свойства мантийного вещества; (2) вывести семейство геотерм, характеризующих современный тепловой режим верхней мантии по вертикали и латерали, из имеющихся сейсмических моделей кратона (из абсолютных скоростей P- и/или S-волн) и данных по составу ксенолитов гранатовых перидотитов; (3) сопоставить выведенное распределение температур для современной литосферы кратона с теплофизическими (геотермическими) моделями и мантийными палеотемпературами, оцененными с помощью различных методов геотермобарометрии; (4) на основе построенных термических моделей вывести ограничения на распределение плотности по глубине и оценить степень достоверности предложенных сейсмических моделей литосферной мантии древних кратонов.

Из сопоставления теоретических и сейсмических профилей плотности следует, что мощность литосферы под кратоном Каапвааль составляет около 250-275 км. Это подтверждается пересечением плотностного профиля модели гранатового перидотита кратона с профилем плотности моделей PREM и *ak*135 для нормальной мантии. При этом на глубинах <275 км литосфера кратона остается более холодной и высокоскоростной, но менее плотной, нежели нормальная мантия. Результаты показывают, что химически обедненная литосфера ультраосновного состава под Каапваалем существует до глубин 175-200 км. На глубинах 200-250 км литосферный материал становится существенно обогащенным базальтоидными компонентами (FeO, Al_2O_3, CaO) по сравнению с деплетированным веществом гранатовых перидотитов (как низко-, так и высокотемпературных ксенолитов), но одновременно обедненным этими же компонентами по сравнению с фертильным веществом подстилающей примитивной мантии. На глубинах 200-250 км степень истощения литосферы была значительно меньше, нежели вышележащего обедненного вещества гранатовых перидотитов.

Пример результатов по реконструкции тепловых и плотностных полей Сибирского кратона по сейсмическим данным [5] приведен на рис. 1. Двумерные температурные поля для профилей Кратон и Кимберлит показывают значительное понижение температуры под Сибирским кратоном по сравнению со средней температурой в континентальной литосфере, оцененной из референц-модели IASP91. Например, изотерма 900°C под кратоном находится на глубине ~170-180 км, тогда как по данным IASP91 эта температура соответствует глубине ~100 км. Температура в центральной части кратона несколько выше, чем на периферии профилей, где изотермы опускаются на 20-30 км. Глубина термической литосферы, определенная по пересечению с потенциальной адиабатой 1300°C, совпадает с изотермой 1450°C для профилей Кратон и Кимберлит и находится на глубине ~330-350 км для профиля Кратон и ~310-320 км для профиля Кимберлит. Эти результаты находятся в хорошем соответствии с оценками по тепловым потокам (350 км) и томографии (350 км).

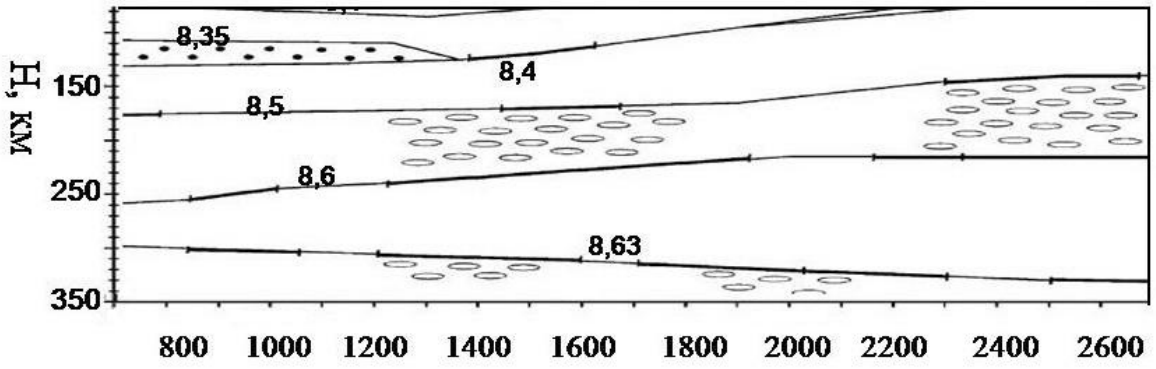
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00115).

Литература

1. *Кронрод В.А., Кусков О.Л.* Моделирование термической структуры континентальной литосферы // Физика Земли. 2007. № 1. С. 96-107.

2. *Кусков О.Л., Кронрод В.А.* Состав, температура и мощность литосферы кратона Каапвааль // Физика Земли. 2007. №1. С. 45–66.
3. *Kuskov O. L., Kronrod V. A, Annersten H.* Inferring Upper-Mantle Temperatures from Seismic and Geochemical Constraints: Implications for Kaapvaal Craton//Earth Planet. Sci. Lett. 244, 133–154 (2006).
4. *Кронрод В.А., Кусков О.Л., Прокофьев А.А.* Распределение температур в литосферной мантии Сибирского кратона по данным региональных сейсмических моделей // Геохимия. 2010, № 8. С. 853–859.
5. *Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.* Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. Tectonophysics. 2006. V. 416, 33–52.

Сибирский кратон



Расстояние от начальной точки профиля, км. Профиль Кратон

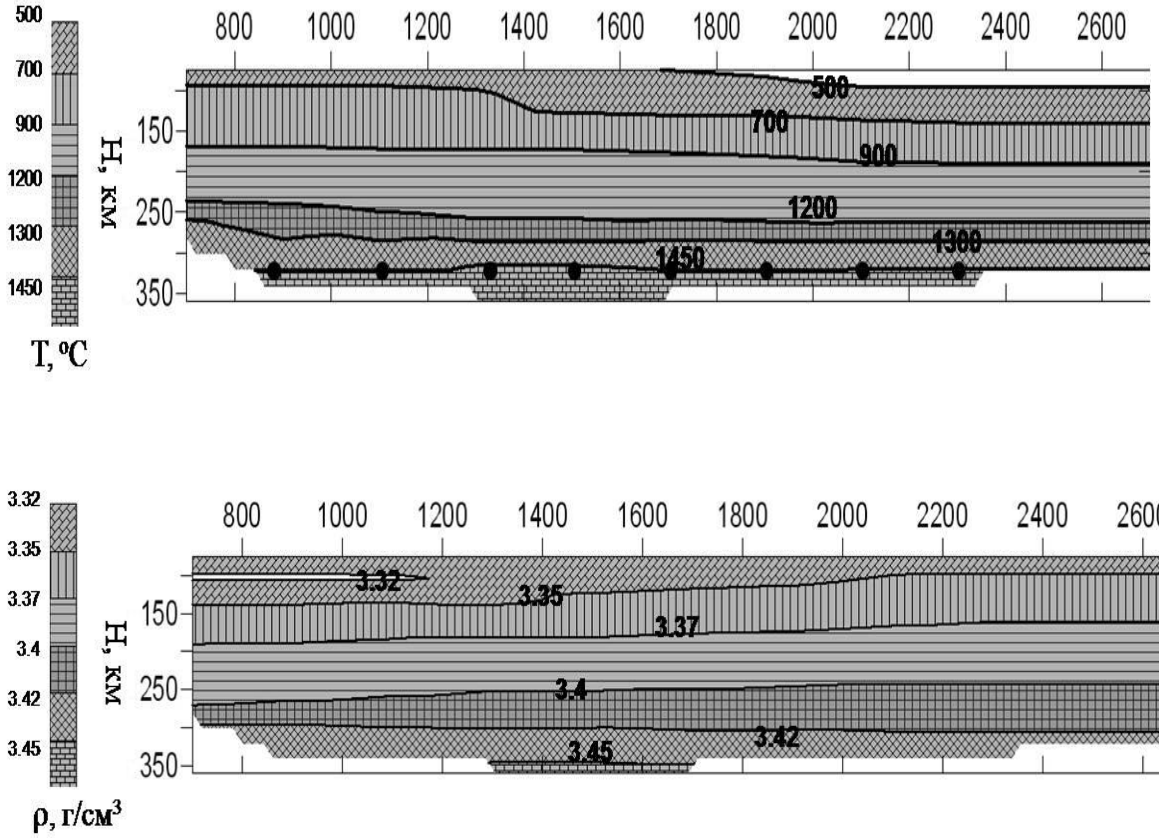


Рис. 1. Двумерные поля скоростей Р-волн, температуры и плотности под Сибирским кратоном, профиль Кратон. Черными точками показано пересечение профилей температур с адиабатой 1300°С.

ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ НЕФТИ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА И РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Кутинов Ю.Г.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия
(kutinov@iepn.ru)

Мезенская синеклиза является самой крупной структурой осадочного чехла Севера Русской плиты, перспективы нефтегазоносности которой, несмотря на проводимые с 1940-х годов нефтегазопоисковые работы, до конца не ясны.

Ранее была показана прогнозная значимость для нефтегазовых месторождений территории России (исключая акватории морей) следующих параметров: тип разреза осадочного чехла; глубина залегания поверхности Мохо; степень раздробленности осадочного чехла и фундамента [11].

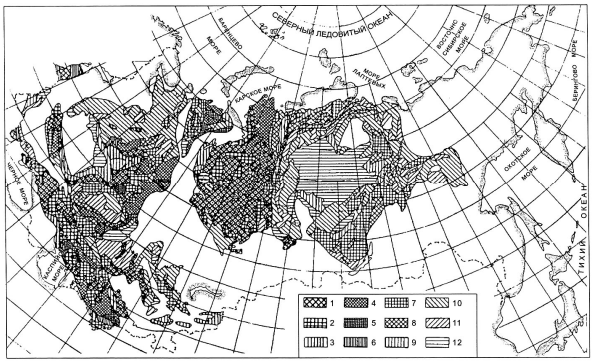


Рис. 1. Карта прогноза нефтегазоносности по глубинным критериям [11]

Было выделено 4 категории разрезов: с общим количеством более 100 ед. месторождений нефти (рис. 1, № 1-2-3); более 10 ед. (рис. 1, № 4-5-6); единицы (рис. 1, № 7-8-9) и четвертая категория разрезов - бесперспективная или районы в пределах которых месторождения не выявлены (рис. 1, № 10-11-12). Такое деление разрезов отражает статистический материал без учета возможного наличия месторождений нефти в рифейских отложениях и в кристаллическом фундаменте, и степени изученности территорий. Для вышеуказанных месторождений более важны глубинные критерии. И по этим критериям территория Мезенской синеклизы благоприятна в нефтегазоносном отношении и сходна с площадью распространения рифейских отложений Сибирской платформы. Существующие на настоящий момент обширные эмпирические и теоретические материалы, подтверждают одну из ведущих ролей глубинных долгоживущих разломов в образовании нефтегазоносных месторождений [10]. По данным гравитационного моделирования и ГСЗ, в Мезенской синеклизе с раннеархейского этапа существовали неоднородности архейской протокоры. В архей - нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте роль высокопроницаемых структур выполняли, унаследовавшие простирание раннепротерозойских поясов, заложенные в рифее и, частично, активизированные в венде и палеозое, системы авлакогенных структур северо-западного простирания [6]. Наследование этих структур в осадочном чехле подтверждается характером роз- диаграмм элементов- индикаторов разломов [6] (рис. 2).

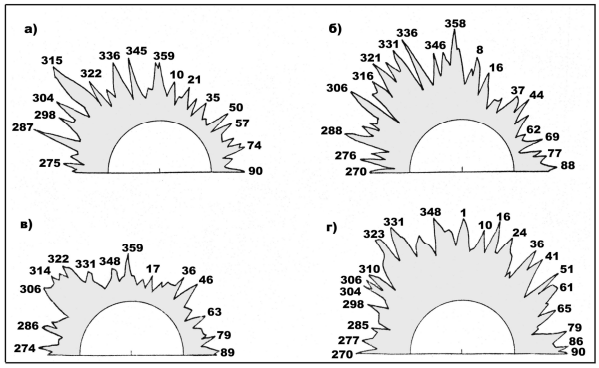


Рис. 2. Розы-диаграммы элементов-индикаторов разломов территории Архангельской области (обработка данных масштаба 1:200000):

А – поля силы тяжести; Б – магнитного поля; В – космофотолинеаментов; Г – гидросети

Сопоставление пометодных роз-диаграмм показало, что при их сходстве

имеются и отличительные черты. Так на розе-диаграмме спрямленных границ вендских отложений (рис. 3) явно преобладают элементы меридионального и северо-восточного простирания [6], что связано с коренной перестройкой структурного плана севера Русской плиты (активизация разломов северо-восточной ориентировки). Т. о., смена структурного плана и преимущественно глинистый состав позволяют рассматривать вендские отложения в качестве флюидоупора.

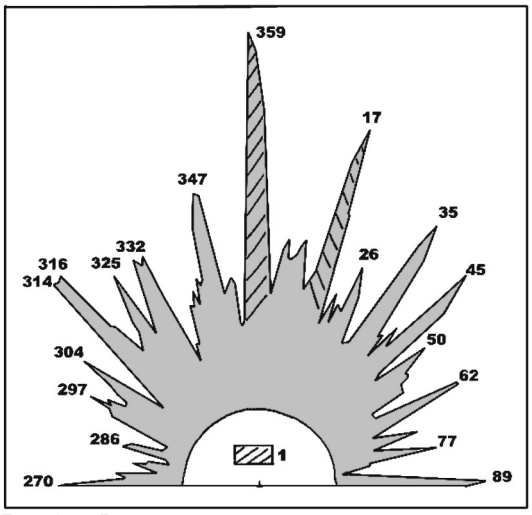


Рис.3. Роза-диаграмма спрямленных границ вендских отложений[6]
1 – преобладающие направления простирания вендских отложений

Достаточно низкий тепловой поток на территории Мезенской синеклизы (20-30 мВт/м^2) [13] связан с непосредственной близостью Архангельской алмазоносной провинции. Подобное явление отмечалось и для Сибирской платформы [4], где была выявлена обширная аномалия низкого теплового потока (20-30 мВт/м^2), располагающаяся на территории Якутской кимберлитовой провинции (рис. 4, № 3).

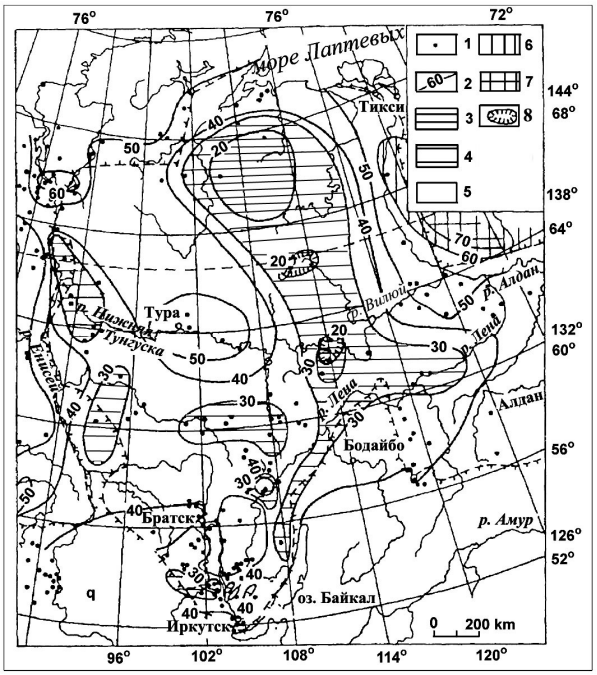


Рис. 4. Карта теплового потока Сибирской платформы [4]
1 - измерения; 2 - изолинии теплового потока; 3-7 - районы теплового потока: 8 - кимберлиты

Это подтверждается и другими данными. Так в одной из работ [3] обоснована возможность, что в более ранние периоды развития Земли величина интегрального теплового потока заметно превышала величину современного среднего удельного геотермального потока, особенно в области развития мантийных диапиров. О наличии такого диапира рифейского возраста на территории Мезенской синеклизы указывалось ранее [6, 12]. Т.о., анализ среднемасштабных критериев подтверждает перспективность Мезенской синеклизы

Переходя к более локальным критериям и признакам необходимо дать краткую характеристику строения Мезенской синеклизы. Кристаллический фундамент, вскрытый четырьмя скважинами, представлен гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и имеет блоковое строение. Перекрыт рифейскими и вендскими терригенными отложениями и залегает на глубине до 10 км. Протерозойские отложения перекрыты палеозойскими, мезозойскими и четвертичными осадками.

По данным [10] в Мезенской синеклизе в скв. № 1 Сторожевская (2505-2530 м) в песчаниках уфтюгской свиты

обнаружены битумы, характерные для продуктивных отложений. В скв. № 1 Кажим газопоказания по сумме углеводородов (УВ) при проходке рифейских песчаников увеличились от фона (2560 м) до 4-5% в интервале 2592-2691 (забой), а во время аварии на глубине 2568 м наблюдался перелив промывочной жидкости с выделением большого количества газов: CH_4 - 1.3; ТУВ - 0.002; N+инертные - 90.1; He - 0.41; Ar - 0.73; CO_2+H_2S - 13%. В скв. № 1 Усть-Няфта из рифейских отложений выделялся спонтанный газ с содержанием метана 55%, в районе г. Архангельска на побережье Двинской губы из источников в п. Лапоминка и из скв. № 19 Архангельская, 597 и 599 Северодвинск из четвертичных отложений выделялся газ: CH_4 - 38-97; ТУВ - 0.1; N+инертные -0.9-59; Ar - 0.1-0.76; CO_2+H_2S - 1.5-3.4%. В скв. № 1 Ома получен приток сухого горючего газа (10 тыс. $м^3$/сут) из вендских песчаников (-1900-2000 м). Суммарные начальные ресурсы углеводородов в рифейском нефтегазовом комплексе оцениваются в 1.5 млрд. т.у.т. [10].

С 1998 г. региональные работы по изучению Мезенской синеклизы велись силами Альянса компаний-недропользователей. В этот период были проведены на Лофтуро-Айпинском участке (Азпольская впадина) площадные сейсморазведочные работы и пробурена Средне-Няфтинская скважина глубиной 4253 м, а в Вычегодской впадине закончено бурение Кельтменской параметрической скважины (4900 м). Несмотря на то, что скважины не имела промышленных притоков нефти, в целом были получены и положительные результаты [1]:

- в Кельтменской скважине по средне-верхнерифейскому разрезу доминируют карбонатные породы мощностью около 2 км, которые в верхней части содержат обильные строматолиты. Этот результат имеет принципиальное значение, т. к. пока во всех нефтегазоносных бассейнах промышленные залежи в рифейских отложениях приурочены только к органогенным карбонатным породам.

- Сейсморазведочные работы на Лофтуро-Айпинском участке показали существование протяженных реперов, связанных не только с поверхностями несогласий, но и с формационными границами в непрерывных частях рифейского разреза. Кроме них местами удается зафиксировать и латеральные неоднородности – первые признаки, подтверждающие возможность аккумуляции углеводородов. Таким образом, и локальные критерии подтверждают возможность обнаружения углеводородов.

Кроме того, в Мезенской синеклизе вполне реально обнаружение нетрадиционного типа месторождений УВ, связанного с породами фундамента в трещинных коллекторах. На настоящий момент выявлено достаточное количество месторождений нефти и газа в кристаллических породах фундамента на разных глубинах в гранитах, гнейсах, аргиллитах, т. е. в первично-непористых породах. Продуктивность фундамента на нефть и газ выявлена на площадях в Амаль-Наджила-Нафора, в Хьюготон- Панхендле, в Оринокском нефтяном поясе, в Западно-Канадском бассейне и в Западно-Сибирской плите [5]. Открыты подобные месторождения в Юробчено-Тахомской зоне в Сибири. Анализ материалов по 35 месторождениям нефти, расположенным в различных крупных нефтегазоносных бассейнах мира [8], показал, что на глубинах свыше 4 км поровый коллектор обнаруживается только в 34% случаев. В остальных 66% имеют место трещинные, трещинно-кавернозные, трещинно-поровые коллекторы [2] (рис. 5).

Залежи нефти выявлены в фундаменте [2]: запечатанные зоной максимального горизонтального сжатия (рис. 5а); запечатанные на поверхности фундамента (рис. 5б); в зонах межпластовой и внутрипластовой трещиноватости (рис. 5в); в осадочном чехле и фундаменте, запечатанные в осадочном чехле (рис. 5г); в фундаменте, запечатанные осадочным чехлом (рис. 5д); в фундаменте, запечатанная надвигом (рис. 5е).

Обнадеживающие результаты перспективности фундамента на нефть получены в Республике Татарстан [10] и в Республике Коми. 66% гигантских

месторождений нефти и газа связаны с рифтогенезом [7], то есть со сводовыми структурами, в которых большую роль играют силы растяжения, сбросообразование, трещинообразование и которым соответствуют выступы легких малоскоростных пород верхней мантии с вероятным скоплением флюидов, в том числе и УВ. С этими выступами связаны региональные отрицательные аномалии силы тяжести.

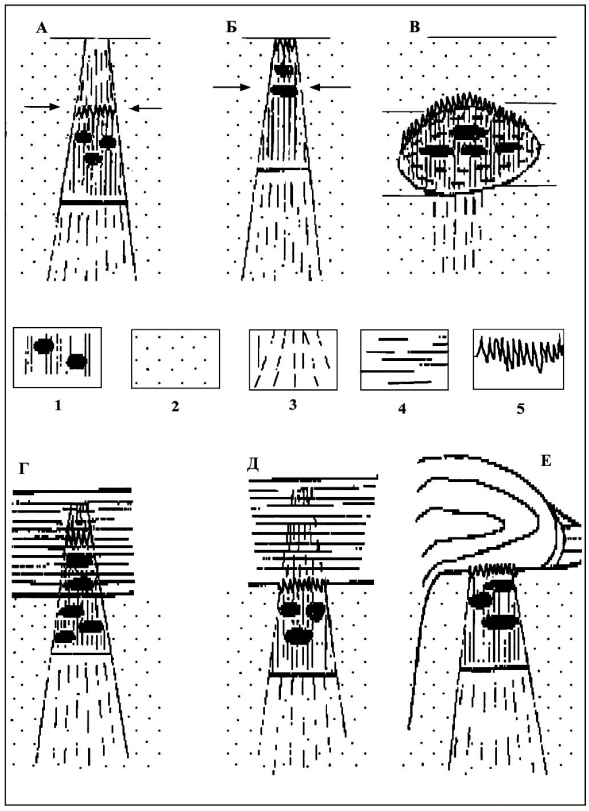


Рис. 5. Схема залежей нефти в зонах трещиноватости фундамента [2]
1 - залежи углеводородов; 2 - фундамент; 3 - зона трещиноватости; 4 - осадочный чехол; 5 - покрышки

Сходная ситуация просматривается и в строении Мезенской синеклизы [3]. Тектоника коры Мезенской синеклизы характеризуется наличием элементов региональных и вертикальных напряжений и перемещений [9]. Субгоризонтальные структуры выражены внутрикоровыми покровами и чешуями, зонами тектонического расслоения и выклинивания. Сохранение характерных черт рифей-ранневендского рифтогенеза до настоящего времени, свидетельствует о его высокой энергетической обеспеченности и значительных масштабах переработки коры. Эти данные подтверждают возможность обнаружения углеводородов на территории Мезенской синеклизы не только в рифейских отложениях, но и в породах кристаллического фундамента в бортах грабенов. Исходя из вышеизложенного, необходимы тщательная подготовка геофизическими методами площадей под бурение, научная проработка концепции поисков и научное сопровождение работ, т.к. в случае трещинных коллекторов методы изучения горизонтально-слоистой среды неприемлемы.

Работа выполнена при финансовой поддержке и Программы ОНЗ РАН № 9 «Межгеосферные взаимодействия», проект«Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты»

Литература

1. *Аплонов С.В., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В.* Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна //Доклады АН, 2004. Т. 396. № 1. С. 71-76.
2. *Веселов К.Е., Долицкая Т.В.* Новые горизонты прогнозирования поисков и разведки нефти и газа в связи с тектоникой глобального рифтогенеза //Геофизика, 1996. № 3. С. 38-43.
3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А.* Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли //Доклады АН, 1995. Т. 345. № 1. С. 103-105.
4. *Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Термическая структура литосферы Сибирской платформы //Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 2, С. 494-503.
5. *Краюшкин А.В.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова думка, 1984.
6. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.
7. *Кучерук Е.В., Алиева Е.Р.* Рифтогенные бассейны и месторождения //Геология нефти и газа, 1991. № 3.
8. *Максимов С.П., Диккенштейн Г.Х., Лоджевская М. И.* Формирование и размещение залежей нефти и газа на больших глубинах. М.: Недра, 1984.

9. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000 / Под ред. Н.А. Богданова и В.Е. Хаина - М.: изд-во ИЛ РАН, 1996. 94 с.
10. Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона. Труды научн.-практич. конферен. Казань, 1998. 380 с.
11. Результаты исследования земной коры и верхней мантии в решении прогноза минерагении Северной Евразии / Ермаков Б.А., Ерхов В.А. и др. - Геофизика, 1994. № 5. С. 51-56.
12. *Фельдман А.А., Олофинский Л.Н.* Структурно-геофизическая обстановка размещения кимберлитовых полей на древних платформах. Ст. 1 //Изв. Вузов. Геол. и разведка, 1999. № 7. С. 67-81.
13. *Шварцман Ю.Г., Широбоков В.Н.* Тепловое поле и геоэкологические проблемы нефтегазоносных районов //Экологические проблемы Европейского Севера. Екатеринбург: изд-во УрО РАН, 1996. С. 228-236.

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

Л

Содержание:

Лаврищев В.А.
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ 1075

Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.
ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ БРЕКЧИРОВАНИЯ И КАТАКЛАЗА ГРАНИТОИДОВ В ПРОТРУЗИВНЫХ СТРУКТУРАХ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ 1078

Левченко О.В.
ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ 1082

Лазур О.Г.
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ, ЖЕЛЕЗО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРАТИФОРМНЫХ РУД МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ НА ОТМИРАЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ 1086

Лаптева Е.М., Лаптева Н.И.
ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ ПО ДИСТАНЦИОННЫМ МАТЕРИАЛАМ 1088

Ларин Г.В.
ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА 1090

Латышев А.В., Марков Г.П., Павлов В.Э., Цельмович В.А.
МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) 1096

Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л.
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АНТАРКТИКИ 1101

Леонов М.Г.
ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ В КОНТЕКСТЕ НОВЫХ ПАРАДИГМ ТЕКТОНИКИ ФУНДАМЕНТА 1106

Леонов М.Г.
ЗОНЫ СДВИГОВОГО ТЕЧЕНИЯ КАК ЭЛЕМЕНТ СЕГМЕНТАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ 1111

Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И.
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА 1117

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б.
ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ-ПАЛЕОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 1121

Ли Е.Ю.
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕРНИСТОГО ГАЗА С ПОРОДАМИ 1126

Либина Н.В., Черников А.Г.
ПОСТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВАНИИ МАРКОВСКОГО АНАЛИЗА ГИПСОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ 1131

Линев Д.Н.
ДВУХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛАСТИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НЕОКОМСКОГО КЛИНОФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 1134

Липатникова О.А.
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ЭВТРОФИЦИРОВАННЫХ ОСАДКАХ 1137

Литвинова Т.В., Аббясов А.А.
СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ФОСФОРИТОВ ФАНЕРОЗОЯ 1142

Лифшиц С.Х.
О ВОЗМОЖНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПОТОКЕ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ 1148

Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.
ОСНОВЫ ТЕОРИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ 1150

Лоджевская М.И.
УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ МИРА 1152

Локтев Д.Н., Соловьев С.П.
НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРА-АТМОСФЕРА В РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ 1154

Ломизе М.Г., Лучицкая М.В.
СУБДУКЦИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН 1157

Ломтев В.Л.
К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОГО БОРТА СЕВЕРО-ТАТАРСКОГО ТРОГА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) 1162

Ломтев В.Л., Литвинова А.В.
К СТРОЕНИЮ ВОСТОЧНОЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА 1166

Лохов Д.К., Прияткина Н.С.
СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕКУРОВСКОГО НАДВИГА (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЯКУТИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННЫХ РАЗРЕЗОВ 1172

Лукин А.Е.
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ 1175

Лукьянов В.Ф.
ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА В ДОЛЬ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО СВОДА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ) 1177

Лыгина Е.А.
СЕКВЕНТНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДАТСКИХ (ПАЛЕОЦЕН) И ИПРСКО-ЛЮТЕЦКИХ (ЭОЦЕН) ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДГОРНОГО КРЫМА 1180

Львова Е.В.
ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ 1185

Лубнина Н.В.
ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД И ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ 1190

Лубнина Н.В., Слабунов А.И.
НЕОАРХЕЙСКИЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД: ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ 1192

Лубнина Н.В., Романовская М.А.
ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА 1195

Логвинова А.М., Вирт Р.
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НАНОРАЗМЕРНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ 1199

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Лаврищев В.А.

ФГУГП «Кавказгеолсъемка», г. Ессентук (lavr@geolog.kmv.ru)

Восточно-Предкавказский осадочный бассейн представляет собой глубоко погруженный прогиб, заполненный комплексом осадков от триаса до квартера общей мощностью до 8 км.

Он заложился на неглубоко залегающем гетерогенном эпигерцинском фундаменте. Его формирование связано с «рассеянной» индосинийской деструкцией, постепенным заполнением возникшей системы локальных прогибов на этапе пассивной окраины (J-Р$_2$) и относительно активным прогибанием в альпийское время (Р$_3$-Q). Этот осадочный бассейн окружен межбассейновыми поднятиями Ставропольского свода, кряжа Карпинского, Карабогазским сводом, а также бортовым Большекавказским поднятием.

В современной структуре Восточно-Предкавказский осадочный бассейн включает: на западе – Восточно-Ставропольскую зону прогибов и Чернолесско-Кабардинский краевой прогиб, на юге – Терско-Каспийский краевой прогиб и Самурско-Песчаномысскую и Хвалынско-Сарматскую системы поднятий, на севере – Зону Манычских прогибов, а в центре Прикумско-Нефтекумское сводовое поднятие.

Основными нефтегазогенерирующими уровнями здесь являются как породы домезозойского фундамента (в доюрское время), так и осадочного чехла (К$_2$-Q).

Породы герцинского фундамента рассматриваются нами, как и другими исследователями, в качестве вероятных генераторов газообразных УВ (содержание С$_{орг}$ от 0,03 до 2 - 3 и даже 6%). Современная степень преобразованности ОВ в Терско-Каспийском прогибе оценивается на уровне градаций АК$_4$ - АК$_2$, что бесперспективно для генерации УВ. Только в пределах Прикумско-Нефтекумской системы поднятий и в Зоне Манычских прогибов она соответствует градациям МК$_3$-МК$_5$, при которых возможна генерация газообразных и даже жидких УВ.

В мезозойском осадочном чехле в качестве нефтегазогенерирующих рассматриваются отложения триаса, нижней-средней юры, нижнего мела [1]. Среди них предпочтение отдается образованиям лагунно-морской и озерной седиментации с накоплением ОВ гумусово-сапропелевого и сапропелево-гумусового типов, с содержанием С$_{орг}$ в интервале до 1 - 2% и уровнем катагенеза ОВ в пределах зон МК$_{4-5}$ на нижних срезах осадочного чехла до МК$_{2-3}$ на верхних. На более высоких литолого-стратиграфических уровнях осадочного чехла высокий нефтематеринский потенциал связывается с кумской свитой палеогена (С$_{орг}$ – до 5%) и с битуминозными породами хадумского горизонта олигоцена-нижнего миоцена (С$_{орг}$ – 0,4 - 1%, присутствие биогенного азота и высокая газонасыщенность пластовых вод) при условии их залегания на глубинах, отвечающих оптимальной зоне нефтегазообразования.

По геотермическому районированию [5] Восточно-Предкавказский осадочный бассейн принадлежит Черноморско-Среднеазиатскому геотермическому поясу. Зона максимальных температур на глубинах 1 км (60 - 80º), 2 км (90 - 100º) и 5 км (180º). В благоприятных термобарических условиях для генерации углеводородов находятся в настоящее время или находились ранее осадки залегающие на глубине около 3 км и ниже [4]. Объем глинистой, наиболее продуктивной части разреза оценивается нами в следующих количествах: карбон-триас - при площади осадочной линзы (S) 70 тыс. км^2 и средней мощности аргиллитов (h) 300 м – около 21 тыс. км^2; юра – при площади осадочной линзы (S) 120 тыс. км^2 и средней мощности аргиллитов (h) 100 м – около 12 тыс. км^2; нижний мел – при S=70

тыс. км^2 и h=50 м – около 3,5 тыс. км^2; верхний мел - при S=55 тыс. км^2 и h=20 м – около 1,1 тыс. км^2;палеоцен-эоцен - при S=50 тыс. км^2 и h=50 м – около 2,5 тыс. км^2; майкоп - при S=12 тыс. км^2 и h=1250 м – около 15 тыс. км^2;

Более молодые срезы осадочного чехла, хотя и обладают потенциальными возможностями генерации углеводородов, но далеко не всегда располагаются в областях с достаточным уровнем термобарических условий для выделения углеводородного газа.

Обобщая вышеприведенные данные, с учетом расположения залежей углеводородов по стратиграфическим уровням в известных нефтегазоносных районах, оценка перспектив Восточно-Предкавказского осадочного бассейна выглядит следующим образом:

Терско-Каспийский прогиб (Терско-Каспийская нефтегазоносная область) хотя изучен очень детально, но является весьма перспективным на обнаружение новых объектов. Главной особенностью нефтегазоносной области является совмещение зоны генерации углеводородов и структур (зон) нефтегазонакопления. В этих условиях важное значение приобретают разломы глубокого заложения и связанные с ними зоны растяжения и трещиноватости, являющиеся как зонами транзита (миграции), так и колекторами. В условиях активной альпийской геодинамики, связанной как с продолжающимся и в настоящее время давлением со стороны горного сооружения, так и влиянием Транскавказского поперечного поднятия, здесь в зоне сопряжения с орогеном тангенциальное сжатие привело к широкому развитию зон прибортовой и приосевой складчатости, а на фронте горного сооружения, клиновидных структур-ловушек различного типа. Весьма благоприятным фактором является литологическое строение разреза от юры до неогена включительно, которое характеризуется чередованием горизонтов-коллекторов с флюидоупорами. При наличии огромного объема нефтематеринских пород и возможности формирования структур-ловушек различного типа, выявление новых объектов в пределах Терско-Каспийской нефтегазоносной области определяется, в основном, детальностью и глубинностью исследований, а также качеством геофизических исследований и совершенством методик их интерпретации.

Восточно-Ставропольская зона прогибов (восточный фланг Северо-Ставропольского и Восточно-Ставропольский НГР) располагается за пределами меловых и палеогеновых нефтегазогенерирующих зон, но на северо-западной периферии юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Эта структура находится в весьма благоприятной области и является зоной транзита исключительно в связи с отсутствием выявленных коллекторов-ловушек. Основные перспективы здесь могут быть связаны с детальностью и глубинностью исследований.

Чернолесско-Кабардинский краевой прогиб (Чернолесско-Кабардинский НГР) находится в сходной с Восточно-Ставропольской зоной прогибов обстановке, в зоне транзита из мезозойских бассейнов нефтегазогенерации. Здесь известно несколько проявлений углеводородов и одно малое месторождение (Архангельское). При более детальных исследованиях возможно обнаружение еще несколько небольших объектов.

Самурско-Песчаномысская и Хвалынско-Сарматская заны поднятий (Сегендыкский и Ялмата-Хазарский НГР) располагаются за пределами меловых и палеогеновых нефтегазогенерирующих зон, но на северо-восточной и восточной периферии юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Сведения о тектоническом строении переходного комплекса (триас) и фундамента (карбон) здесь практически отсутствуют. А судя по имеющейся информации [1] отчетливо выраженные сводовые поднятия следует ожидать в районе Хвалынско-Сарматской заны поднятий. На более высоких уровнях (юра, мел, палеоген, неоген) они проявляются в виде обширных террас, осложненных локальными куполами, и даже обнаруживаются в современном рельефе поверхности дна Каспия структурно-ориентированными отмелями поднятия

Астраханский рейд. Перспективы этих структур очень велики.

Зона Манычских прогибов (НГО Манычских прогибов) расположена за пределами палеоген-неогеновых или на северной границе меловых нефтегазогенерирующих зон, но в пределах юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Восточный фланг зоны характеризуется повышенной мощностью осадочного чехла (до 5000 м), значительной глубиной его залегания, тектонической нарушенностью герцинского фундамента. Эти параметры Манычских прогибов, вместе с потенциальными возможностями генерации углеводородов, как осадочного чехла, так и складчатого фундамента (а последний также может рассматриваться в качестве нефтегазолокализующего [2, 3]), подтверждают весьма благоприятную ее позицию. Перспективы этой структуры могут быть связаны с детальностью дальнейших структурных исследований и выявлением коллекторов-ловушек.

Прикумско-Нефтекумское сводовое поднятие (Прикумский нефтегазоносный район) расположено, в основном, за пределами или на северной границе меловых и палеогеновых нефтегазогенерирующих зон, но в пределах юрских и триас-каменноугольных бассейнов нефтегазогенерации. Изучен довольно детально. Здесь выявлено более 70 нефтегазовых объектов. Основные промышленно-нефтегазоносные комплексы представлены триасовыми, среднеюрскими и нижнемеловыми отложениями, хотя залежи встречаются и в более молодых осадках. Дальнейшие перспективы здесь могут быть связаны с детальностью исследований и выявлением новых, скорее всего, мелких и средних коллекторов-ловушек разного уровня и типа, а также с совершенствованием технологий по увеличению извлекаемости углеводородов.

Литература

1. *Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В.* Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004, 342 с.
2. *Лебедько Г.И.* Синэнергетика нефтеобразования. «Научная мысль Кавказа», №4, 2004, с. 59-64.
3. *Лебедько Г.И., Марков А.Н., Шарафан В.Я.* Глубинное строение и прогноз нефтегазоносности фундамента Северного Кавказа. «Разведка и охрана недр», №6, 2000, с. 16-17.
4. *Объяснительная записка* к комплекту геологических карт м-ба 1:1000 000. Лист L-38, 39 – Астрахань, С-Пб, 1996.
5. *Смыслов А.А., Суриков С.Н., Вайнблат А.Б.* Геотермическая карта России. М-б 1:10 000 000. Объяснительная записка. «Геологический атлас России». Раздел 2. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр. М., С-Пб, 1996, (Госкомвуз; С-Пб ГГИ, Роскомнедра; ВСЕГЕИ), с. 81-92.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ БРЕКЧИРОВАНИЯ И КАТАКЛАЗА ГРАНИТОИДОВ В ПРОТРУЗИВНЫХ СТРУКТУРАХ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.

Геологический институт РАН, Москва, Россия
(catherinelav@yandex.ru)

В образцах гранитоидных пород из массива Танын (Гоби-Алтай) были изучены структуры дезинтеграции и деформации, сформировавшиеся на плитной стадии развития этой тектонической зоны. Позднепалеозойские гранитоиды, входящие в состав консолидированного герцинского фундамента, в виде протрузивных тел прорывают и деформируют перекрывающий их мезозойский чехол. В шлифах нами исследовалась стадийность процессов дезинтеграции, текстурно-структурные петрографические изменения, сопровождающие деформацию (катаклаз, брекчирование), минералогия новообразований и заполнения микротрещин. Результаты полевого изучения на этих же массивах тектонических парагенезов внутриплитной активизации, включающих протрузивные, складчатые и разломные структуры, освещены в другой статье данного сборника [3].

Гранитоиды массива Танын, обнажающегося в западной части хр. Дулан-Богдо (Гоби-Алтай), относятся к комплексу поздне-постскладчтатых интрузий и совместно с раннедокембрийскими и палеозойскими метаморфическими породами (метаэффузивами, серицитовыми сланцами, мраморами и порфировидными метасоматическими граносиенитами и гнейсами по ним) слагает выступы позднегерцинского фундамента. В отличие от большинства других пород фундамента, лейкограниты имеют отчетливо выраженные протрузивные взаимоотношения с верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями осадочного чехла, прорывают их или интенсивно складчато деформируют.

Породы массива Танын представлены среднекристаллическими лейкогранитами, реже мелкокристаллическими граносиенитами и гранодиоритами. Структура лейкогранитов гипидиоморфная, темноцветные минералы представлены биотитом или мусковитом (1 – 5%), которые, как правило, замещаются хлоритом и окислами железа. Плагиоклаз (олигоклаз) в различной степени соссюритизирован, иногда в нем наблюдаются очаги карбонатного замещения; калиевые полевые шпаты интенсивно пелитизированы.

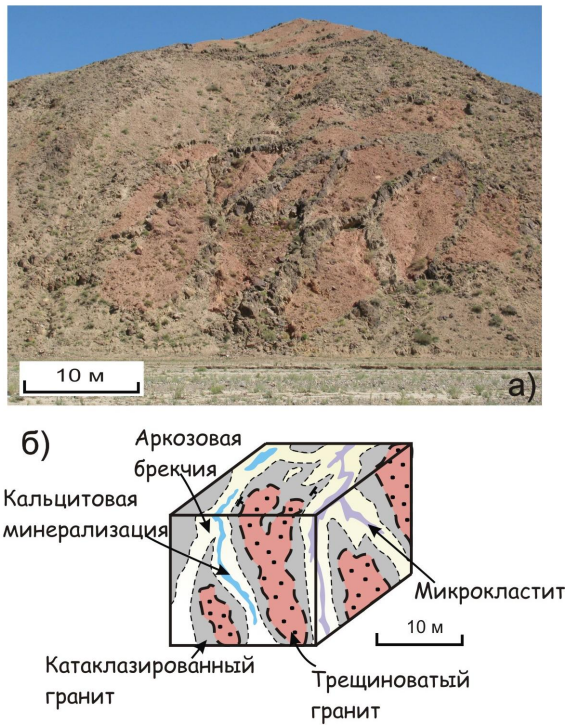


Рис. 1. Линзовидные структуры в гранитном массиве Танын.
а – фото обнажения (восточный выход); б - блок-диаграмма – принципиальная модель

Основной объем пород протрузий представлен в различной степени дезинтегрированными измененными разностями. Слабо измененные гранитоиды обнаруживаются лишь в центральных частях линзовидных блоков, размер которых варьирует от первых до десятков метров по длинной оси **(рис. 1)**. На границах линзовидных структур (ромбоэдров), минеральные и структурные преобразования

гранитоидов максимальны, они брекчируются на уровне минеральных зерен с заполнением межзернового пространства тонкокристаллическим новообразованным матриксом, для которого по аналогии с продуктами дезинтеграции Дзурамтайского массива [4] предлагается термин «микрокластит».

Была установлена последовательность стадий дезинтеграции и деформации пород, которые можно представить в виде ряда: трещиноватый лейкогранит или граносиенит (I) → катаклазит (II) → брекчия с незначительным переносом фрагментов (III) → зрелая брекчия (IV) → микрокластит (V) **(рис. 2)**.

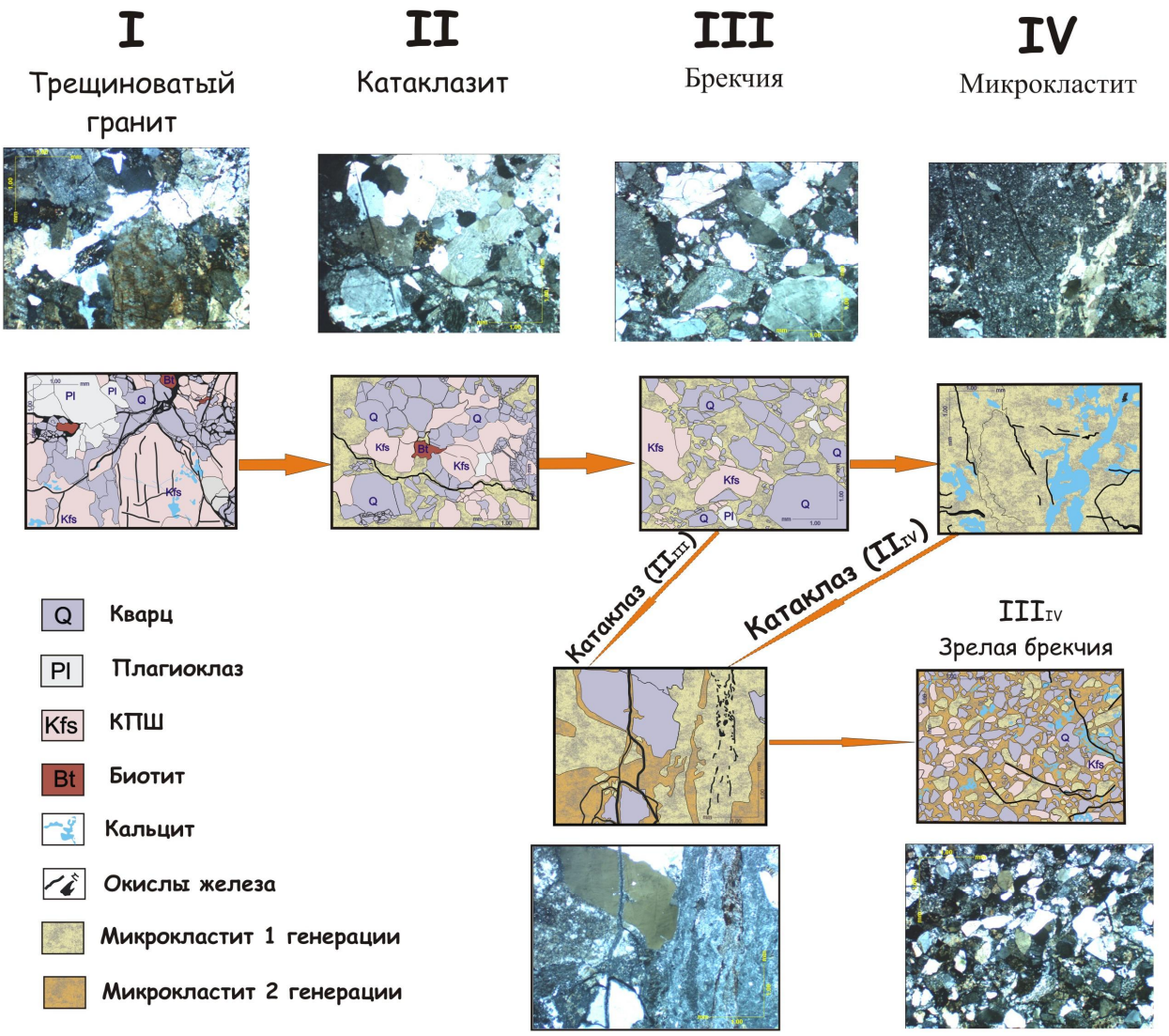


Рис.2. Стадии дезинтеграции и деформации гранитов массива Танын.
Николи (+), масштабные линейки – на шлифах.

I. Дезинтеграция в гранитах начинается с развития трещин, большинство из которых имеет полигональную, дуговую или даже кольцевую (в плоскости шлифа) форму. Подобные трещины наблюдаются во всех исследованных массивах дезинтегрированных гранитоидов и указывают на условия объемного растяжения, что может быть связано с изменением объема массива в результате его остывания (контракции) и последующей тектонической эксгумации (декомпрессии, дилатации) [1, 2]. Наиболее ранние трещины, как правило, заполнены окислами

железа и марганца, более поздние – кальцитом и, иногда, органическими соединениями. Кальцитовые прожилки часто многочисленны, многофазны и могут формироваться одновременно с очаговой карбонатизацией полевых шпатов вплоть до полного их замещения и образования кварц-карбонатных пород.

II. Фаза катаклаза, когда отдельные фрагменты породы, а чаще – минеральных зерен смещаются или поворачиваются относительно друг друга, связана с появлением вдоль ранее возникших трещин тонкокристаллических агрегатов, напоминающих в шлифах раскристаллизованное вулканическое стекло кислого состава. Этот агрегат – микрокластит - возникает на границах минералов и в порах, как бы разъедая края зерен, и, несомненно, является продуктом перекристаллизации исходных пород. Исследования микрокластитового агрегата, проведенные в Лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН путем спектрального микрозондирования (локальный рентгено-флюоресцентный анализ на энерго-дисперсионной микрозондовой приставке INCA-200, аналитики Савичев А.Т. и Горькова Н.В.), позволили установить в его составе кварц и, предположительно, ортоклаз **(рис. 3)**.

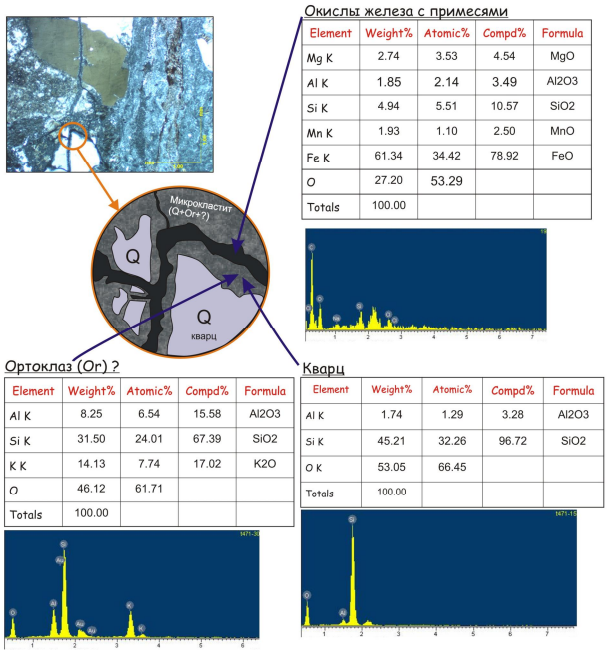


Рис. 3. Микрозондовый анализ минерализации трещин и состава микрокластита (генерация 2).

Появление в породе микрокластита сопровождается сдвиговыми смещениями по трещинам, их неравномерным раскрытием. Порода приобретает катаклазовую структуру.

III. При достаточном объеме микрокластитов наблюдается брекчирование гранитов с размерностью фрагментов, соответствующей размеру минеральных зерен или меньше ее. Как видно в шлифах, угловатые обломки минералов (прежде всего полевых шпатов) продолжают дробиться и растворяться в матриксе, смещаясь относительно друг друга.

IV. Для «зрелых» брекчий характерны некоторая сортировка обломков по размерности и их количеству, а также разнородность состава обломков. Среди обломков преобладают фрагменты кварцевых зерен, встречаются как «свежие», так и измененные полевые шпаты. Кроме того, в них могут встречаться обломки ранее возникших микрокластитов, что указывает на неоднократность мобилизации материала, на инъективный характер поведения новообразованного микрокластитового матрикса и на относительную устойчивость раскристаллизованного матрикса.

V. Однородный микрокластит, представляющий в штуфе прочную массивную кварцитовидную породу темно-серого или желтоватого цвета, как видно из предшествующего описания пород, может и не быть конечным продуктом деформации и минеральной переработки. Во многих шлифах можно отметить, что процесс катаклаза и брекчирования возобновляется на разных фазах предшествующей деформации. В некоторых образцах выделяется два-три разновозрастных микрокластита – в прожилках или в обломках. Появление кальцитовых жилок на разных стадиях процесса характеризует условия хрупкой деформации и объемного растяжения, однако по наиболее мощным прожилкам отмечаются пластичные смещения сдвигового типа.

Аналогичные продукты преобразования гранитоидов – аркозовые кластиты - описывались на контактах Дзурамтайского гранитного массива (Заалтайская Гоби), для которого также устанавливаются признаки протрузивной эксгумации на поздних фазах платформенной активизации [4]. Как было показано, деформации, карбонатная проработка (существенно меньшая по сравнению с Танынским массивом) и перекристаллизация кварца происходили предположительно в малоглубинных условиях при температурах не превышающих 200 - 300^0 С. Сходство деформационных структур и особенностей фрагментации пород Дзурамтайского и Танынского массивов на макро-, мезо- и микроуровнях свидетельствует о сходстве условий и характера деформаций плитного этапа для этих разобщенных участков, расположенных в пределах единого обширного транспрессивного коридора к югу от Хангайского блока [3].

Таким образом, можно констатировать, что квазипластическая деформация, определенная для протрузивных массивов в целом, была обусловлена разрушением пород и смещениями на границах линзовидных блоков, где деформации (катаклаз и брекчирование) имеют как хрупкий, так и пластичный характер. Условия пластичной и хрупкой деформации чередуются, проявляясь в виде брекчий инъективного типа (с матриксом малой вязкости) или катаклаза, формировании прожилковой кальцитовой минерализации на разных стадиях деформации. Природа тонко-раскристаллизованного матрикса брекчий - микрокластитов - остается дискуссионной. Очевидно, что он возникает «in situ» за счет материала гранитов и предваряется дезинтеграцией пород в условиях объемного расширения. Низкая вязкость микрокластитов, определяемая по пластичному характеру брекчирования и инъективным трещинным структурам, роднит их с магматическими расплавами или матриксом флюидизатов (туффизитов) - конгломератоподобных брекчий, образование и деформационную подвижность которых связывают с внедрением термальных флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 9 (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и проекта РФФИ № 10-05-00852.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука. 2008. 454 с.
2. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В., Щербакова Т.Ф.*. Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтэйского батолита// Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 43-46.
3. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Протрузивно-разломные парагенезы зон внутриплитной активизации Южной Монголии. (В этом сборнике).
4. *Цеховский Ю.Г. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) //Литология и полез. Ископаемые. 2009. № 3. С. 312-328.

ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ

Левченко О.В.

Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия
(olevses@rambler.ru)

Введение

Внутриплитная тектоника океанов, особенно неотектонические деформации океанского дна, изучены существенно хуже, чем на континентах [5]. Важность подобных исследований обусловлена тем, что любые проявления тектонической активности вдали от границ литосферных плит, которые не вписываются в основной постулат плейттектоники об их жесткости, требуют внимательного рассмотрения. Проблемы внутриплитной тектоники океанов, в частности океанские внутриплитные деформации коры и литосферы, изучаются автором на основании анализа фактических наблюденных данных достаточно давно [например, 1,2,9,10]. В этой работе, используя новые фактические данные, собранные при участии автора во время экспедиций 2007-2010 гг., обсуждаются два аспекта в рамках общей проблемы внутриплитной тектоники океанов. Первый аспект связан с известной проблемой внутриплитной деформации индоокеанской литосферы на северо-востоке Индийского океана южнее Индии и Шри Ланка, которой автор занимается с 80х лет прошлого века. Рассматриваются новые материалы рейса американского научно-исследовательского судна «Роджер Ревелл» (2007 г.) на Восточно-Индийском хребте, в котором автор принимал участие [3]. Второй связан с «неотектоническими» деформациями коры Атлантического океана вдали от канонических границ плит, данные для рассмотрения которых получены в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» осенью 2010 при участии автора.

Диффузная внутриплитная деформация в восточной части Индийского океана

Первый объект связан с проблемой выделения области внутриплитной деформации [13] или диффузной границей плит [14] в центре Индийского океана внутри Индо-Австралийской плиты. Вначале на основании обобщения фактических данных сейсмологии и непрерывного сейсмпрофилирования в Центральной котловине была оконтурена «аномальная» зона с вероятным продолжением в пределы северного сегмента Восточно-Индийского хребта (ВИХ) и возможно восточнее в котловину Вартон [1,2,9,10,13,14]. Землетрясения указывают на существующее в настоящее время напряжение сдвига вдоль северной части ВИХ [11] и подразумевают, что хребет является ослабленной зоной и границей между разными режимами напряжения восточнее и западнее него [8].

Индо-Австралийская плита в современных моделях фактически уже является системой из трех компонентных плит Индийской, Австралийской и Каприкорн, разделенных диффузными зонами деформации [12]. Восточно-Индийский хребет является звеном этой диффузной внутриплитной деформации в Индийском океане. Средняя часть хребта примерно между 10°ю.ш. и экватором рассматривается как диффузное тройственное сочленение (ДТС), являющееся результатом продолжающейся деформации между Индийским, Австралийским и Каприкорн сегментами Индо-Австралийской плиты [12]. В этом участке расположены четыре полигона детальных исследований рейса НИС «Роджер Ревелл», и это позволяет сопоставить прогностические модельные схемы с наблюденными тектоническими структурами.

Морфологически Восточно-Индийский хребет разделяется на три разных сегмента: северный (севернее 5°ю.ш.), средний (5°-15°ю.ш.) и южный (южнее 15°ю.ш.). Примерно половина предполагаемого ДТС находится в среднем сегменте ВИХ, проявляющемся в виде единого узкого

относительно низкого массива. Остальная чуть меньшая часть ДТС расположена в северном сегменте хребта, который представляет собой серию одиночных крупных вулканических построек или эшелонированных тектонических блоков. Если допустить существование области подобного сочленения трех диффузных границ, то в структуре ВИХ она глобально явно не проявляется.

Новые данные многоканального сейсмического профилирования, собранные на хребте в рейсе НИС «Роджер Ревел», не обнаруживают каких-либо специфических индивидуальных особенностей в характере деформаций осадочного чехла и базальтового фундамента Восточно-Индийского хребта, которые бы отличали этот участок от остальной части хребта. Это хорошо иллюстрируется разрезами многоканального сейсмического профилирования в пределах детальных полигонов, расположенных равномерно вдоль простирания ВИХ (рис.1)

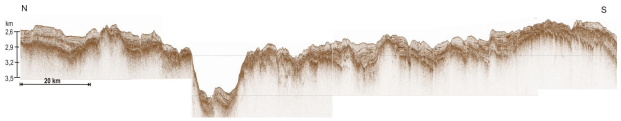


Рис. 1. Профиль МОГТ на Восточно-Индийском хребте между 6°-8°ю.ш.

Неотектонические деформации осадочного чехла Центральной Атлантики

Второй пример связан с неоднозначностью интерпретации данных сейсмоакустического профилирования с низким разрешением и детальностью. Так в ряде публикаций отмечается наличие внутриплитных тектонических деформаций в глубоководных котловинах Центральной Атлантики [4,5], в том числе совсем молодых вплоть до современных в котловинах Зеленого Мыса [6] и Бразильской [7. Высокоразрешающая сейсмоакустическая съемка, выполненная в этих котловинах в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» с узколучевым параметрическим профилографом «SES-2000 deep», показала, что часть этих структур, а возможно и остальные имеют скорее седиментационную природу.

Реализованный в профилографе «SES-2000 deep» параметрический эффект нелинейной акустики, высокая частота акустического сигнала 5-6 кГц, высокая интенсивность зондирования (несколько излучений в секунду, в противоположность 1 излучению в 5-7 сек для стандартных линейных профилографов) обеспечивают высокое вертикальное разрешение профилей SES (в глубоком океане первые десятки сантиметров) и особенно их большую латеральную детальность.

Пликативные деформации и разломы

Пликативные и разрывные деформации можно наблюдать на профилях SES в зоне перехода от поднятия Сьерра-Леоне в одноименную котловину (рис.2) и в западной части Бразильской котловины в районе хребта Триндади-Виктория (рис.3).

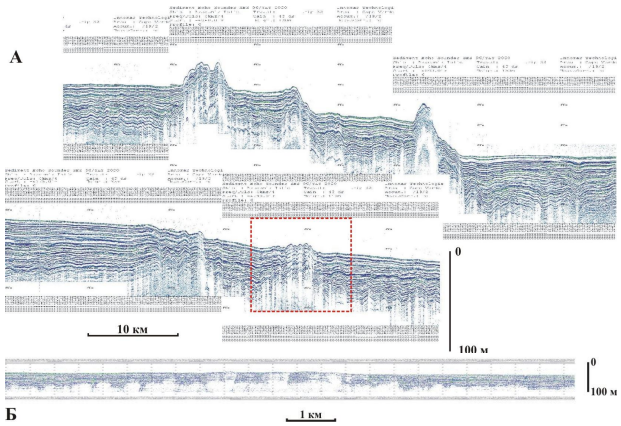


Рис. 2. Профиль SES в зоне перехода от поднятия Сьерра-Леоне в одноименную котловину.

Однако эти структуры видны на «сжатых» разрезах с сильным искажением реальных масштабов, которые обычно получаются при редкой частоте излучения. Для приведенного на рис.2А профиля соотношение вертикального и горизонтального масштабов составляют примерно 1:110 (просуммировано 18 соседних трасс). Благодаря высокой интенсивности излучений профилографа «SES-2000 deep» на полученных разрезах расстояние между соседними трассами на порядок меньше. При выводе без накапливания искажение масштабов

существенно меньше, что позволяет получать более реальную картину.

Для фрагмента профиля (красный прямоугольник), приведенного на рис.3Б, соотношение масштабов 1:5.5, т.е искажения в 20 раз меньше. Вместо казалось бы четких пост- или конседиментационных складчатых деформаций [6] на детальных профилях SES наблюдаются осадочные формы больше похожие на структуры облекания. Явных разрывных нарушений в этой части осадочной толщи также не выявлено. Однако наблюдается множество локальных акустических аномалий, некоторые из которых на недостаточно детальных сейсмических профилях могут создавать подобие разломов. Можно предположить, что большая часть структур, интерпретируемых как неотектонические пликативные и разрывные деформации [6], в действительности скорее образовались в процессе седиментогенеза в результате деятельности прежде всего придонных течений (подобно осадочным волнам). Миграция газа и жидких флюидов в осадочной толще также, по-видимому, частично ответственна за формирование подобных локальных структур.

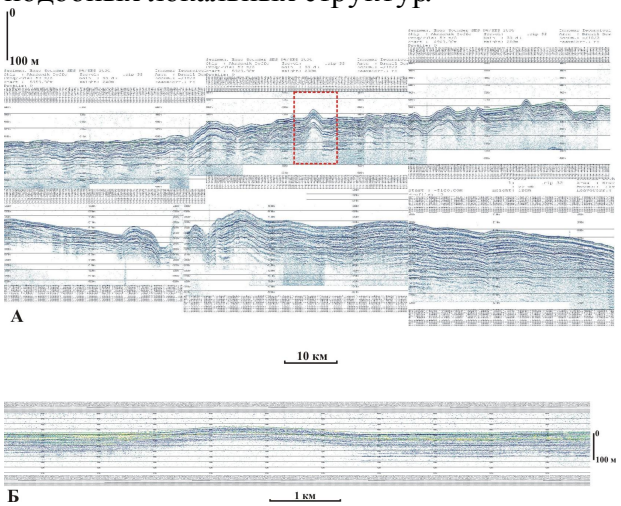


Рис. 3. Профиль SES в Бразильской котловине у подножия хребта Триндади-Виктория.

Диапироподобные структуры

В 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» пересечено несколько т.н. «диапиров» [4,5] (рис.4). В структуре осадочного конуса под пачкой согласных рефлекторов наблюдается прозрачная акустическая аномалия, на которой резко обрываются прилегающие глубокие рефлекторы. Образование этой структуры дискуссионное в зависимости от её до-, кон- или постседиментационной природы (погребенный древний выступ базальтового фундамента, палеовулкан или магматический диапир, прорвавший осадки). Локальный внутриплитный вулканизм в океанах достаточно редкое явление, поэтому подобные предположения требуют взвешенного анализа региональной геодинамики и тектоно-магматической истории. Прозрачные акустические аномалии наблюдаются в газонасыщенных осадках. Газы при миграции вверх также образуют в поверхности дна невысокие холмики (dome). Подобные аномалии также могут быть признаком мигрирующих жидких флюидов (горячие растворы и т.п.).

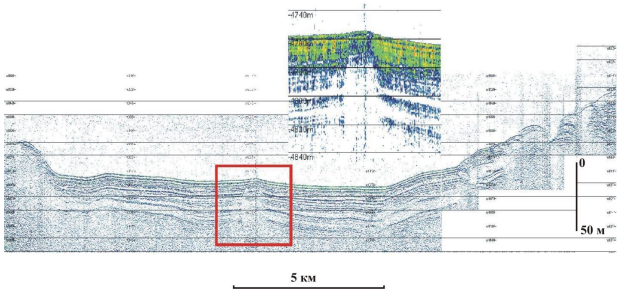


Рис. 4. Фрагмент профиля SES в районе подводных гор Байя (масштабы 1:45), на врезке показан диапир.

Диапировые структуры в виде конусообразных акустически прозрачных зон внутри стратифицированных отложений выявлены в Канарской котловине в 24-м рейсе НИС «Академик Курчатов». Согласно публикациям, подобные «структуры протыкания» развиты и в других котловинах Центральной Атлантики. Большинство исследователей, включая автора, связывают их образование с седиментогенезом. Такие «деформации», можно рассматривать как складки уплотнении, структуры облекания образующиеся при переотложении и дифференцированном уплотнении осадков над погребенными поднятиями. Осадки на сводах размываются и переносятся в прилегающие впадины, образуя квази-складчатую структуру. Этот механизм

рассматривался нами для Центральной котловины Индийского океана на основании репрезентативных данных глубоководного бурения [15].

Заключение

На основании новых данных, собранных в глубоководных котловинах Атлантического и Индийского океанов в интерьере литосферных плит, можно сделать два следующих вывода.

1. Выделение областей внутриплитных деформаций океанской литосферы (зон диффузных границ плит) на основании только моделирования кинематики движения литосферных плит носит в некоторой степени спекулятивный характер. Окончательные выводы можно сделать только на основании обобщения фактических геофизических данных. Подобные исследования должны быть первичными и приоритетными, а модельные схематические построения правомочны для уточнения процессов в участках недостаточной съемки.

2. Сейсмоакустическая съемка супер высокого разрешения с новым узколучевым параметрическим профилографом «SES-2000 deep» показала, что структуры в верхней части осадочного чехла внутриплитных глубоководных котловин Атлантики, которые интерпретировались ранее как неотектонические деформации на самом деле, скорее, образованы процессами седиментогенеза. Низкая детальность стандартных методов сейсмического профилирования может приводить к подобным неправильным выводам. Для проверки этого предположения необходима детальная съемка в области их распространения.

Литература

1. *В.Г Казьмин., О.В Левченко.* Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159-175.
2. *О.В. Левченко.* Глубоководные котловины Индийского океана. Центральная котловина: геофизические поля, строение коры и внутриплитная тектоника // Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: НауковаДумка, 1990. С.56-69.
3. *О.В. Левченко.* Рейс #KNOX066RR научно-исследовательскогосудна «Роджер Ревелл» 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте // Океанология. 2009. Т.49. №6. С.947-954.
4. *А.О. Мазарович.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.:Научный мир.2000. 176 с.
5. *Д.Ю. Пущаровский, А.О. Мазарович, С.Г. Сколотнев.* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника 2010, №2, С.3-16.
6. *С.Г. Сколотнев, С.Ю. Колодяжный, Н.В. Цуканов и др.* Неотектонические структуры в зоне сочленения Зеленомысского поднятия и абиссальной котловины Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника 2009, №1, С.59-77.
7. *С.Г. Сколотнев, А.А. Пейве.* Новые данные о неотектонических деформациях дна на западном фланге Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Доклады Академии Наук 2010. Т.430. №6. С.792-796.
8. *M. Delescluse, N. Chamot-Rooke.* Instantaneous deformation and kinematics of the India-Australia Plate // Geophys.J.Int. 2007. V.168, p.818-842.
9. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin // Memoir № 39. Geological Society of India, Bangalore. 1998. 250 p.
10. *O.V. Levchenko.* Tectonic aspects of intraplate seismicity in the northeastern Indian Ocean // Tectonophysics. 1989. V. 170. P.125-139.
11. *D.E. Petroy, D.A. Wiens.* Historical seismicity and implications for diffuse plate convergence in the Northeastern Indian Ocean // J.Geophys.Res. 1989. V.94. P.12301-12319.
12. *J-Y. Royer, R..G. Gordon.* The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates // Science. 1977. Vol.277, p.1268-1274.
13. *J.K. Weissel., R.N. Anderson., C.A. Geller.* Deformation of the Indo-Australian plate // Nature. 1980. V. 287. P. 284-291.
14. *D.A. Wiens, Ch. DeMets, R.G. Gordon.* A diffuse plate boundary model for INDIAN Ocean tectonics // Geophys.Res.Lett. 1985. V.12. P.429-432.
15. *О.В. Левченко, М.А. Левитан, Л.Р. Мерклин, В.Е. Милановский.* О природе деформаций турбидитов глубоководногоБенгальскогофэна // Доклады Академии Наук 1992. Т.326. № 5. С.871-877.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ, ЖЕЛЕЗО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРАТИФОРМНЫХ РУД МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ НА ОТМИРАЮЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Лазур О.Г.

Геологический институт Академии Наук РАН

Металлоносные высокоуглеродистые (черные) сланцы, железисто-кремнистые накопления (джеспилиты) и стратиформные руды металлов (в основном полиметаллы) в разновариантных парагенетических сочетаниях широко развиты в осадочных бассейнах, закладывающихся на отмирающих вулканических зонах, с раннего докембрия до современного возраста.

Полноразвитые вулканические зоны в нижней части разреза представлены коматиитами и базальтами толеитовой серии, образовавшимися в результате плавления верхней мантии в условиях геодинамического поднятия. Выше они сменяются основными, средними и кислыми вулканитами дифференцированной серии. В магматических очагах происходит ферритизация магм и выделение газово-жидких металлоносных флюидов в результате ассимиляции магмами окислов щелочных, щелочно-земельных металлов и водосодержащих минералов осадочных пород, попадающих в зону плавления [1]. В результате смены геодинамических условий поднятие сменялось погружением и на отмирающих вулканических зонах закладывались осадочные бассейны, в которые поступали металлоносные флюиды в виде современных курильщиков или источников.

Ассоциация металлоносных высокоуглеродистых сланцев и железокремнистых джеспилитов имеет место на Михайловском месторождении в регионе Курской магнитной аномалии (КМА). Железо-кремнистые отложения и черные сланцы накапливались в осадочном бассейне в период максимального развития трансгрессии, сменившись терригенными осадками с проявлениями кислых вулканитов на регрессивном этапе развития бассейна [1].

В Пхеннамском прогибе Сино-Корейского щита [2] металлоносный высокоуглеродистый сланцевый горизонт формировался в нижнекембрийском осадочном бассейне на позднедокембрийской вулканической зоне. В нем существовали протяженные узкие желоба – троги, в которых изливались спилиты и металлоносные термальные воды.

Со становлением Каракенгирско – Жаильминско – Успенской рифтовой системы в рамках Казахстанско – Тяньшанского эпикаледонского срединного массива в Центральном Казахстане связано образование фаменской железомарганцевой гидротермально (вулканогенно) – осадочной рудной формации [3]. Рудные месторождения образовались в результате функционирования гидротермально – магматической системы, возникшей при плавлении мантийного вещества. Континентальная кора в зонах рифтогенеза подвергалась дроблению, утоньшению и была пронизана поднимающимися по глубинным разломам флюидными расплавами и растворами. В период растяжения и опускания на отмирающей вулканической зоне заложился верхнепалеозойский осадочный бассейн, в который разгружались термальные металлоносные флюиды. В нем накапливались черные сланцы, кремнистые и карбонатные осадки, обогащенные микро- и макрофауной, и формировались месторождения марганца, стратиформные месторождения свинца, цинка, сурьмы, олова, сидеритовых и пиритовых руд.

В современных океанах в срединно-океанических рифтовых зонах описаны черные курильщики [4] окруженные

полями циано –бактериальных и водорослевых матов (оазисы жизни). Железо-кремнистые отложения и железо – марганцевые конкреции накапливались на несколько удаленных фациях бассейнов.

Намечается общая для проанализированных регионов схема процесса: эволюционное развитие магматизма и вулканизма в результате плавления верхней мантии, формирование высокотемпературных металлоносных флюидов на стадии отмирания вулканических зон и их разгрузка в закладывающихся осадочных бассейнах на фоне общего геодинамического погружения. Этот процесс совершенно не отменяет, а добавляет рудные компоненты к сносу им подобных с выветриваемых и размывающихся зон суши.

Литература

1. *Лазур О.Г.* Осадочно-вулканогенные комплексы раннего докембрия и их железоносность. Москва, ГЕОС, тр.ГИН, вып.588. 2009
2. *Созинов Н.А.* Металлоносные углеродистые отложения Пхеннамского прогиба Сино-Корейского щита. Москва, ГЕОС, тр.Гин, вып.579, 2008.
3. *Веймарн А.Б.* Фаменский вулканизм Казахстана как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности //Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Чалым.1991,С 203-211.
4. *Лодье Л.* Оазисы жизни в океане. Москва: Гидрометеоиздат, 1990.

ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ ПО ДИСТАНЦИОННЫМ МАТЕРИАЛАМ

Лаптева Е.М., Лаптева Н.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(lama.mus.un@mail.ru)

Большинство исследователей считает, основываясь на внешних проявлениях, прежде всего вулканизме и сейсмичности, важнейшим определяющим фактором развития нашей планеты эндогенные источники энергии [1]. Рифтогенез – ведущий геологический процесс формирования и развития материков. Поэтому весьма актуальным следует считать изучение морфоструктурных особенностей рифтогенных систем Земли.

В основу неотектонического анализа положено изучение региональных морфоструктурных особенностей внутриматериковых рифтовых зон. Исследования земной поверхности с помощью материалов дистанционного зондирования из космоса – одно из наиболее перспективных направлений структурной геоморфологии. Отображение новейшей геодинамики на космических снимках в виде совокупности морфоструктурных элементов и районов локализации активных эндо- и экзогенных процессов представляет особый интерес при изучении морфотектоники этих районов.

Морфологические черты материкового рифтогенеза являются следствием глубинных процессов. Тектонические структуры проявляются в облике земной поверхности в высотном поле рельефа, в его расчлененности, в плановом рисунке форм рельефа и их морфогенетических чертах. Изучение рельефа материковых рифтов позволяет выявить важные черты различия между отдельными рифтовыми областями. Для ряда регионов выявлены новые черты глобальной структуры – разломы и линеаменты. Структурные элементы проявляются в неоднородности рельефа, повышенной трещиноватости и проницаемости коры, которые сопровождаются вулканическими формами (кальдеры, купола и т.д.). Анализ проводится по косвенным признакам, таким как графические образы морфоструктурного плана, отобразившимся на космических снимках.

Ряд структурных элементов рифтовых зон дешифрируются по морфологическим признакам: линейное расположение системы впадин, резкая смена в плановых рисунках гидросети, нарушения на поверхности плато, сложенных эффузивными лавами. Геодинамическая обстановка характеризуется широким развитием вулканизма: вулканические постройки, окруженные полями пирокластических пород, впадины с резко очерченными бортами.

Для целей детального анализа в Байкальской рифтовой зоне использованы дистанционные материалы в виде электронной карты Байкала, построенной по данным батиметрических измерений[2]. Теневое изображение показывает рельеф дна и боковых стен котловины, на которых выявлены многочисленные подводные сбросы, распределение уклонов дна и склонов (рис. 1). Самые глубокие участки котловин не имеют традиционно плоского характера, а имеют неровности и бугры, в которые могут логично вписываться недавно открытые грязевые вулканы. Обработка дистанционной информации по эхолотированию озера (батиметрические карты и поперечные профили) представила возможность детально оценить строение дна и бортов рифта, проанализировать морфологическую структуру этой геосистемы.

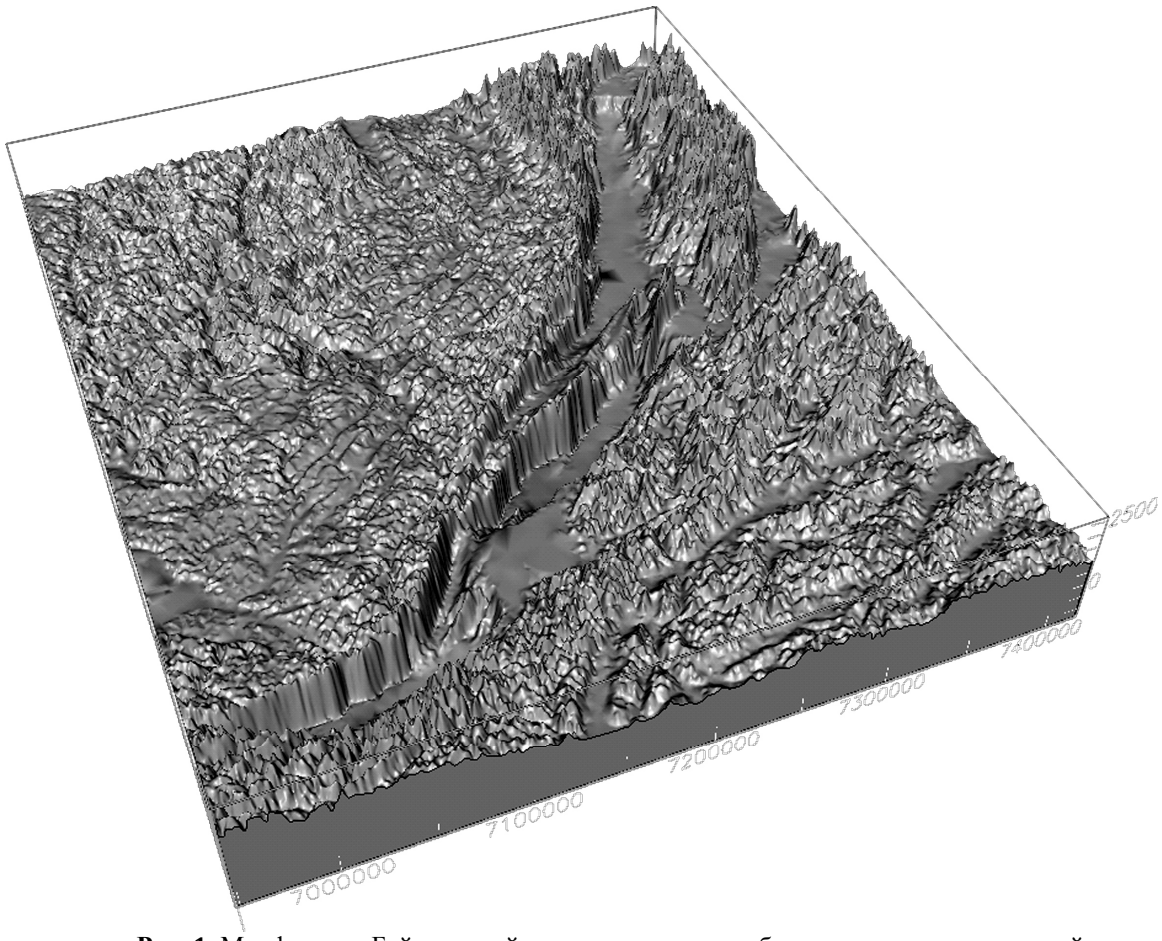


Рис. 1. Морфология Байкальской впадины по данным батиметрических измерений

Структура активных позднеплейстоценовых и голоценовых разломов Байкальской рифтовой зоны различна в зависимости от расположения в центральной части рифта или на его флангах. Строение водоразделов, плато и впадин, активизация гравитационных и эрозионных процессов свидетельствует о тектонической напряженности рифтогенных структур, сопровождающейся в условиях высокой сейсмичности их существенной подвижностью и перестройкой.

Одной из задач современной геодинамики рифтовых зон является выявление активных разломов. Для изучения и картографирования геодинамической природы и направленности развития рифтогенных структур применяется комплекс методов дистанционных исследований: геофизических, геологических, картографических. Большой вклад в изучение структуры земной коры внесла в последние годы съемка земной поверхности из космоса, которая позволяет уточнить положение и протяженность отдельных структурных элементов.

Результаты таких исследований могут быть использованы для разработки региональных моделей геолого-геофизического строения материковых рифтовых зон.

Литература

1. *В.Е. Хаин.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). Изд-во: Научный мир, 2001, 606 с.
2. Проект INTAS 99-1669 Team, October 2002. http://www.lin.irk.ru/intas/maps.htm

ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА

Ларин Г.В.

ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Москва, Россия (G_Larin@gwise.vniigaz.gazprom.ru)

Освоение новых нефтегазоносных территорий должно начинаться с комплексного анализа всех предшествующих геолого-геофизических данных и, прежде всего, сейсморазведочных, которые являются основой построения региональной геолого-геофизической модели.

В данной работе мы рассмотрим следующие этапы процесса геологического изучения новых территорий:

- Сбор и анализ ранее полученной геолого-геофизической информации;
- Переобработка и интерпретация геофизических данных на современном технологическом уровне;
- Создание единого сейсмического интерпретационного проекта;
- Создание базы геолого-геофизических данных.

Использование архивных сейсмических данных для анализа и интерпретации в современных промышленных системах обработки и интерпретации для построения региональной модели нефтегазоносности позволяет проводить оценку перспективности территорий без существенных финансовых затрат на новые геологоразведочные работы (сейсмические, бурение).

Создание региональных интерпретационных сейсмических проектов, на основе сейсмических съемок, покрывающих значительные площади и полученных на протяжении нескольких десятков лет, считалось ранее нецелесообразным, не только из-за ограниченных возможностей компьютерной техники, но и вследствие отсутствия интереса у большинства недропользователей.

Однако, с развитием вычислительных средств и специализированных программных комплексов, данная задача в настоящее время оказалась решаемой, а геофизики и геологи получили возможность анализировать сейсмические данные в едином компьютерном проекте с удобной и быстрой визуализацией сейсмических наблюдений разных лет и более наглядно обосновывать структурные построения.

В современных сейсмических интерпретационных системах [1] в единый проект могут быть включены сейсмические профили, полученные в разные годы (десятилетия) в различных сейсмогеологических условиях (суша, море, транзитная зона) на огромной территории и с различными характеристиками наблюдений.

Общая суммарная протяженность включаемых профилей практически неограниченна (сотни тыс. пог. км., десятки млн. сейсмотрасс).

Профили могут иметь произвольные шаги между трассами (от 6,25 до 100 м), шаги дискретизации и различную кратность суммирования в одном проекте (от 12-ти до 120-х и более). Программный интерпретационный комплекс обеспечивает возможность включения 2D- и 3D-съемок в единый проект.

Переобработка сейсмических данных для включения архивного сейсмического материала в единый интерпретационный проект обязательна в следующих случаях:

- неудовлетворительное качество архивных сейсмических временных разрезов (как правило до конца 80-х начала 90-х годов);
- отсутствие скоростных параметров среды;
- необходимость проведения специальной углубленной обработки;
- после проведения процедуры ремастеринга (оцифровки).

Типовой граф обработки сейсморазведочных данных упрощенно можно разделить на 3 основных блока (этапа).

1.ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА;
2.СТАНДАРТНАЯ ОБРАБОТКА;
3.СПЕЦИАЛЬНАЯ (ИНТЕРПРЕТАЦИОННАЯ) ОБРАБОТКА (Обработка с сохранением соотношения амплитуд для аттрибутного анализа. Миграционные преобразования до суммирования и построение глубинно-скоростной модели среды на основе престек миграции.)

В региональных проектах с использованием архивных данных очень важным и трудоемким оказывается именно 1-й этап обработки, особенно ввод геометрии и координатная привязка.

На 2-м этапе, как правило, трудности связаны с малой кратностью наблюдений в материалах старых съемок.

Третий этап особенно важен для изучения морских территорий, где данные бурения всегда скудны.

Возможности современной специальной обработки данных сейсморазведки позволяют построить надежную глубинно-скоростную модель нефтегазоносного региона на основе глубинной пластовой сейсмической миграции.

Особенно это актуально для региональных задач, в которых, как правило, данные по скважинам недостаточны.

На рисунке 1 приведены модельные результаты построения глубинно-скоростной модели среды на основе скоростного миграционного анализа и миграции до суммирования (или – престек миграции) и их сравнение с результатами стандартного глубинного разреза полученного в результате стандартной обработки - временной миграции после суммирования.

Цветом обозначены значения интервальных скоростей модели, а сейсмотрассами – амплитуды временного разреза. Результаты престэк миграции соответствуют реальному строению среды, заданной в модели. Особенность данной скоростной модели в наличии контрастного по скорости маломощного пласта (обозначен коричневым цветом) с интервальной скоростью в 4200 м/с. Скорости в вышележащем слое – 5600 м/с, нижележащего слоя 5800 м/с. Как видно даже такая не особенно сложная модель изображается на результирующем временном разрезе (а) неадекватно. [2].

Современные методы миграционного скоростного анализа позволяют не только определять скорости распространения продольных волн Vp, но и скорости поперечных волн Vs по сейсмозаписям обменных волн (PS), (при многокомпонентных наблюдениях). А это дает уже дополнительные данные о физических свойствах среды, в частности коэффициент Пуассона, который определяется отношением Vs/Vp).

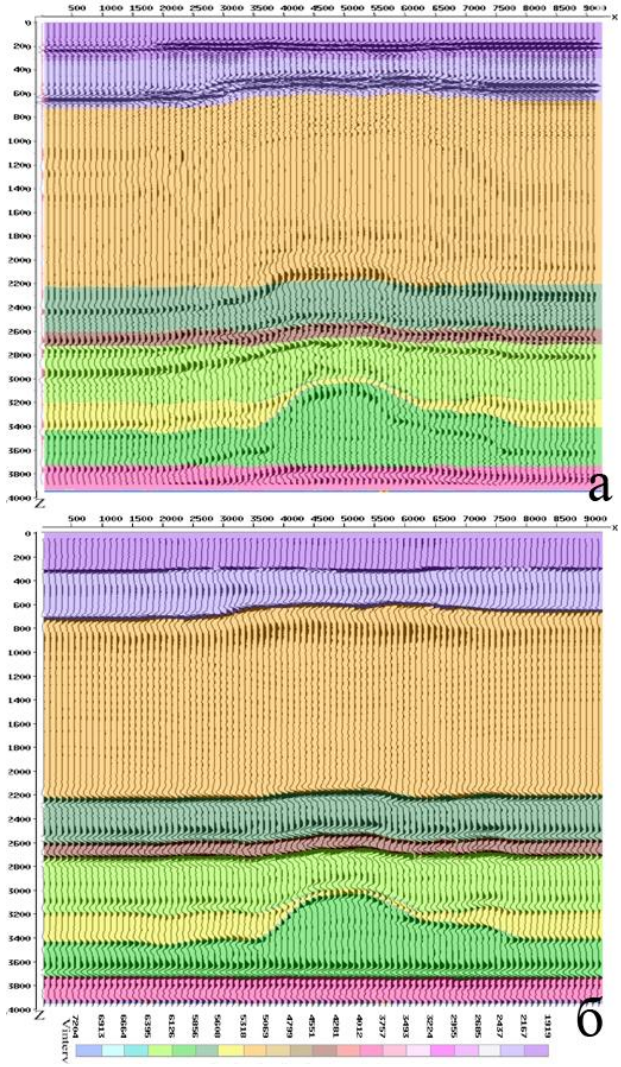


Рис. 1. Корректное построение глубинно-скоростной модели среды на основе миграции до суммирования: а) – стандартная обработка и временная миграция после суммирования; б) - глубинная миграция до суммирования

Основой геологической модели региона мало разведанного бурением - сейсмический интерпретационный проект, расположенный на рабочей станции или персональном колмпьютере. Его основные составляющие:

- совокупность всех сейсмических данных:
- профили (с различными вариантами обработки),
- кубы 3D-сейсмики,
- скоростные кривые,
- данные ВСП,
- данные АК;
- данные скважинных наблюдений;
- геологические карты;
- географическая информация (карты) и пр.

Региональный интерпретационный проект (Рис.2а) может занимать площадь более 1 млн кв.км. Общая протяженность профилей в нем - сотни тысяч погонных километров. Сеть профилей обычно неравномерна. Объединяет десятки тысяч профилей.

Стандартный проект (рис.2б), обычно включает одно (два) месторождение или лицензионный участок. Его площадь не превышает, как правило, 1000 кв.км., суммарная протяженность профилей до 1000 пог.км. Сеть профилей – равномерная или квазиравномерная. В проекте –10-50 профилей.

Автор участвовал в реализации регионального проекта, покрывающего площадь более 1000х1200 км^2, в который было включено более 60 тыс. пог. км. сейсмических временных разрезов МОГТ-2D с разной степенью детальности, полученных с 1980-го по 2008 год.

В едином проекте анализировались сейсмопрофили, полученные на суше, на море, и даже в транзитных зонах (на мелководье). Особенностью сейсмических материалов являлись: разномасштабность и разнохарактерность съемок, различные условия наблюдений, разные шаги между трассами и шаги дискретизации. Часть профилей проекта была переобработана, часть исходных сейсмоданных не сохранилась и была введена в проект путем ремастеринга (оцифровки).

На рисунке 3 приведен композиционный профиль из фрагментов профилей данного регионального сейсмического проекта. Черными тонкими вертикальными линиями показаны пересечения временных разрезов архивных съемок разных лет от 1986 до 2007-го года. Несмотря на разницу во времени проведения сейсмических работ прослеживаемость опорных горизонтов на пересечениях разных профилей проекта вполне удовлетворительная.

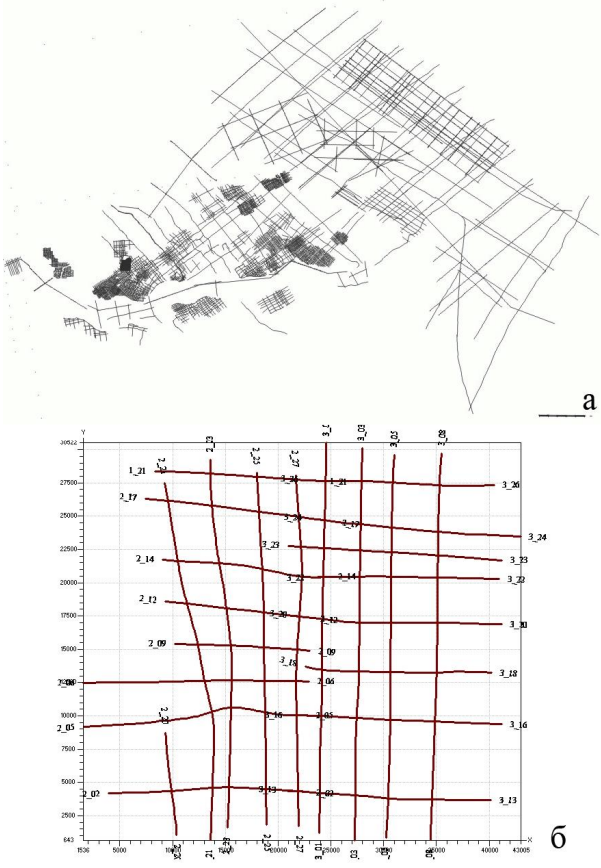


Рис.2. Схемы регионального (а) и стандартного (б) интерпретационных сейсмических проектов.

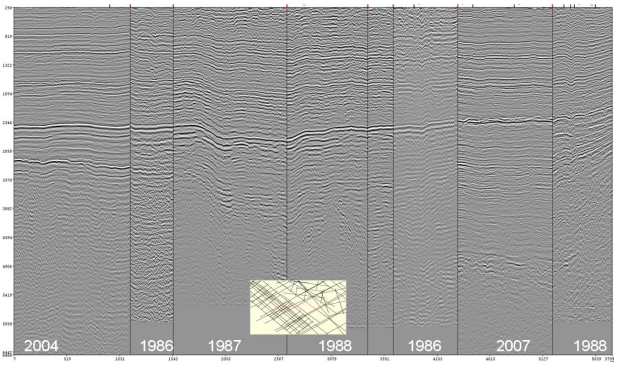


Рис.3. Композиционный профиль из регионального проекта

На рисунках 4 и 5 показаны примеры использования в едином интерпретационном проекте архивных сейсмопрофилей после переобработки и после ремастеринга совместно с профилем из новейшей съемки 2007 г. Основные горизонты уверенно прослеживаются на обоих разрезах.

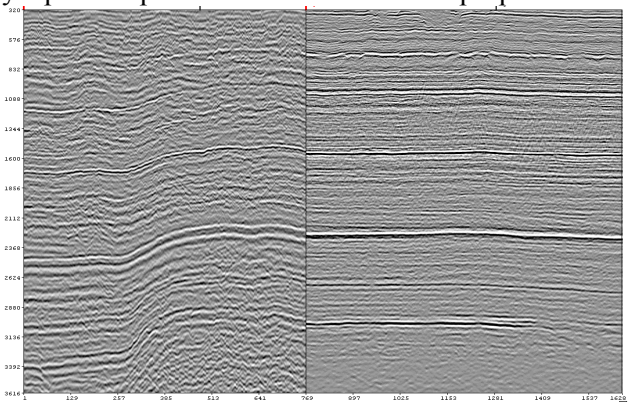


Рис.4. Пересечение переобработанного профиля 1986-го года (слева) с профилем 2007 года (справа)

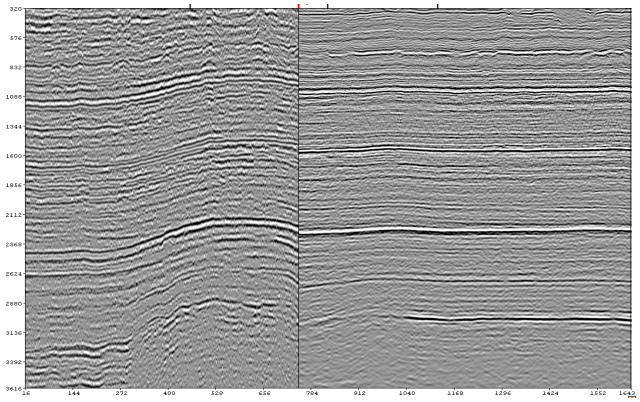


Рис.5. Пересечение оцифрованного профиля 1988-го года (слева) с профилем 2007 г.(справа)

Безусловно частотный состав и разрешенность разреза из современной съемки выше, но следует заметить, что профили слева имеют схожие волновые картины, т.к. они расположены субпараллельно, а получены с интервалом в 2 года. Качество материала хорошее как на переобработанном профиле 1986-го года, так и на оцифрованном профиле 1988 г., что свидетельствует о возможности успешного использования оцифрованных данных в общем проекте.

Кнечно не все оцифрованные материалы можно использовать в полном объеме, например для атрибутного анализа, т.к. обработка в 80-е годы велась без сохранения соотношения амплитуд в сейсмограммах ОПВ. Но при оцифровке более поздних съемок, когда уже в графе обработки сохранение соотношения амплитуд было предусмотрено и качество обработки существенно выше, такой анализ проводить можно и нужно, т.к. современные способы ремастеринга и специальной постобработки позволяют «вытаскивать» многие сейсмические параметры из оцифрованного сейсмического временного разреза.

Современные сейсмические интерпретационные программные комплексы позволяют не только построить карты изохрон и структурные поверхности по основным отражающим комплексам в региональном проекте, в условиях неравномерной плотности сейсмопрофилей, но и получать карты сейсмических аттрибутов: мгновенных амплитуд, фаз, частот, распределение скоростей, и др. Эти данные могут использоваться для прогноза литологических свойств и условий залегания пород и для наполнения геологической модели. Условия использования данных возможностей при работе с архивными материалами - качественная переобработка с сохранением соотношения амплитуд сигнала в сейсмограммах ОПВ, и тонкая настройка параметров выравнивание амплитуд на профилях из разных съемок. В рассматриваемом проекте такие карты параметров были построены только по тем съемкам, которые удовлетворяли данным условиям хотя, сеть профилей при этом существенно разрядилась.

На рисунке 6 показана карта сейсмического атрибута мгновенная

амплитуда по одному из сейсмогеологических горизонтов.

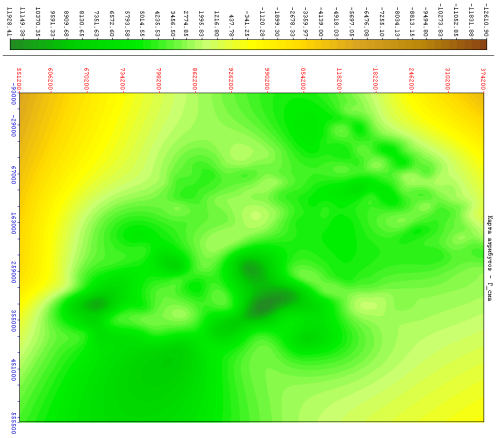


Рис.6. Карта мгновенных амплитуд по одному из сейсмогеологических горизонтов

Более темным зеленым цветом фиксируются увеличенные значения мгновенных сейсмических амплитуд, косвенно характеризующие качество глинистой покрышки. Как уже говорилось выше, не все архивные сейсмические профили могут быть использованы для расчета данного атрибута и построения карт, но даже по части профилей можно «откалибровать» соотношение сейсмических параметров и геологических свойств по уже разведанным месторождениям в регионе и спрогнозировать их на новые территории. Такой масштабный региональный сейсмический проект, фрагментарно показанный на вышеприведенных рисунках, впервые в отечественной практике, был реализован в ООО «Газпром ВНИИГАЗ» в рамках построения единой цифровой геолого-геофизической модели нефтегазоносности. Результаты интерпретации позволили не только проследить опорные сейсмические горизонты на значительной территории мало изученной разведочным бурением и построить структурный каркас модели, но и получить карты сейсмических параметров, (скорости, мгновенные амплитуды и др.), которые позволяют осуществить прогноз литологических характеристик разреза.

Опыт реализации данного регионального сейсмического проекта позволяет рекомендовать создавать т.н. *«постоянно действующие» региональные интерпретационные сейсмические проекты*, в современных программных интерпретационных комплексах (DV1-Discovery, DV-SeisGeo, например), которые позволяют [3]:

- оперативно (и интерактивно) получить доступ к различной сейсмогеологической информации,
- проводить анализ, а также пополнять проект новыми сейсмическими профилями уточняя и актуализируя данные для геологической модели,
- включать в дальнейшем более детальные съемки, в том числе кубы сейсмических 3D-съемок более поздних (ГРР).

Преимущество такого проекта в том, что он совмещает в себе, как динамичную *форму представления и анализа геолого-геофизических результатов*, так и является *базой сейсмогеологических данных*.

Выводы

Для оценки перспективности освоения новых нефтегазоносных территорий, актуальным в современных технологических условиях, является:

- построение *региональной геолого-геофизической модели*, на основе переобработки и интерпретации архивных сейсморазведочных данных;
- создание *«постоянно действующего» цифрового интерпретационного сейсмического проекта*, (развивающегося, параллельно с развитием ГРР).

Такой проект позволит привлечь для анализа всю необходимую информацию, для принятия управленческих решений по проведению дальнейших ГРР и оптимально распределить средства. Одновременно данный проект является эффективным способом мониторинга сейсморазведочных работ в регионе.

Цифровые **постоянно развивающиеся интерпретационные сейсмические проекты** являются основой сейсмогеологических экспертных баз знаний и совместно с **цифровыми региональными геологическими моделями** в ближайшей перспективе

должны стать ключевым звеном обоснования направления ГРР на отраслевом и государственном уровне

Литература

1. *Г.В. Ларин*. Использование отечествен- ных обрабатывающих систем для построения геологических моделей. // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. Сб. научн. тр. – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2010. - С.156-160.
2. *Ларин Г.В., Попов В.В.* Технология построения глубинно-скоростной модели среды на основе послойной миграции до суммирования // Тезисы международной конференции SEG. - М.: 2003.
3. *Ларин Г.В.* Эффективный компьютер-ный инструментарий геолога и геофизика при изучении нефтегазового месторождения // Геофизика, - 2010. - №3, - С.1-13

МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Латышев А.В. [а], Марков Г.П. [б], Павлов В.Э. [б], Цельмович В.А. [в].

[а] МГУ имени М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, (anton.latyshev@gmail.com)
[б] Институт физики Земли РАН им. О.Ю.Шмидта, Москва, (gpmarkov@yandex.ru)
[в] Геофизическая Обсерватория «Борок», Ярославская область, (tselm@mail.ru)

Маймеча-Котуйская пермо-триасовая вулканическая провинция расположена в северной части Сибирской платформы на границе с Енисей-Хатангской впадиной, в 500 км к северо-востоку от Норильска и к северо-западу от Анабарского щита. Эта провинция представляет особенный интерес, поскольку щелочные вулканические породы здесь преобладают над толеитовыми базальтами, типичными для трапповой формации Сибирской платформы. В настоящее время существует проблема корреляции маймеча-котуйских вулканитов с эффузивными породами других районов Сибирской трапповой провинции (в частности, с Норильским районом) и достоверной оценки длительности и объемов вулканизма на севере Сибирской платформы. В палеомагнитных лабораториях МГУ и ИФЗ РАН проводятся палеомагнитные исследования, призванные решить эту проблему.

В бассейне р. Котуй разрез вулканических пород представлен двумя свитами: арыджангской и онкучакской (нижняя свита коготокской серии). Арыджангская свита сложена щелочными ультраосновными породами: авгититами, меланефелинитами, залегает на угленосных песчаниках тунгусской серии и перекрывается онкучакской свитой. Онкучакская свита сложена базальтами и долеритами. Наиболее полные и представительные разрезы обеих свит (разрез арыджангской свиты на левом берегу р. Котуй в 4 км ниже устья р. Медвежьей и разрез онкучакской свиты на правом берегу р. Котуй в 10 км ниже пос. Каяк) подверглись детальным палеомагнитным исследованиям, в результате чего были получены палеомагнитные направления, а также выделены пульсы вулканической активности [1,2].

Цели данного исследования – изучение магнитной минералогии вулканитов арыджангской и онкучакской свит, доказательство первичности намагниченности в этих породах, установление причин различия в качестве палеомагнитного сигнала в разных частях разреза. Исследования проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и Петромагнетизма ИФЗ РАН и Геофизической Обсерватории «Борок».

В разрезе онкучакской свиты «Труба» в 10 км ниже пос. Каяк по правому берегу Котуя обнажаются 42 лавовых потока и 20-метровая пачка туфов в нижней части разреза. Как было установлено в результате изучения шлифов, все эти потоки сложены базальтами и долеритами. Долериты имеют пойкилофитовую структуру, состоят из плагиоклаза (андезин – лабрадор) и клинопироксена. Субидиоморфные лейсты плагиоклаза прорастают через более крупные ксеноморфные зерна клинопироксена. В небольших количествах присутствуют рудные минералы, редко – вкрапленники оливина, полностью замещенного иддингситом и боулингитом. Базальты имеют афировую или редкопорфировую структуру, вкрапленники плагиоклаза занимают не более 5% объема породы. Редко встречаются вкрапленники клинопироксена и полностью замещенного оливина. Основная масса имеет интерсертальную или гиалопилитовую структуру и сложена клинопироксеном, плагиоклазом и рудными минералами, а также стеклом, замещенным вторичными

минералами – карбонатами, цеолитами, хлоритом.

По характеру палеомагнитной записи в разрезе выделяются 4 группы потоков:

1) Потоки 1-3 – ясный палеомагнитный сигнал;

2) Потоки 4-15 – плохая палеомагнитная запись, не позволяющая выделить палеомагнитные направления;

3) Красная корка в кровле потока 15 – хорошая палеомагнитная запись;

4) Потоки 16-42 – хорошая палеомагнитная запись.

С целью установления причин различного качества палеомагнитного сигнала был проведен анализ термомагнитных кривых (зависимости магнитной восприимчивости, намагниченности насыщения, остаточной намагниченности от температуры) и выполнены микрозондовые анализы пород.

Анализ термомагнитных кривых позволил установить температуры Кюри в базальтоидах онкучакской свиты. Для групп 1, 2, 4 были получены точки Кюри 250-400°С, соответствующие титаномагнетиту (рис. 1). Кроме того, по кривым магнитной восприимчивости можно предположить присутствие в некоторых образцах незначительного количества магнетита (570°С) и более высокотитанистого титаномагнетита (100-120°С). Термомагнитные кривые Is(T), Irs(T) и к(T), как правило, хорошо соотносятся между собой; кривые Is(T) иногда показывают чуть более высокую температуру (на 10-20°), так как определяются не блокирующие температуры, а непосредственно точка Кюри. Таким образом, анализ термомагнитных кривых не показал магнитоминералогических различий между потоками с «хорошей» и «плохой» палеомагнитной записью. Образцы из группы 3 (красная корка) существенно отличаются от остальных групп: демонстрируют точки Кюри, близкие к магнетиту (550-570°С) и низкую магнитную восприимчивость по сравнению с другими группами.

Микрозондовые анализы пород проводились в Геофизической Обсерватории «Борок». Были проанализированы шлифы с хорошим палеомагнитным сигналом (группы 1,4), образцы с плохой записью (группа 2) и образцы из кровли потока (группа 3).

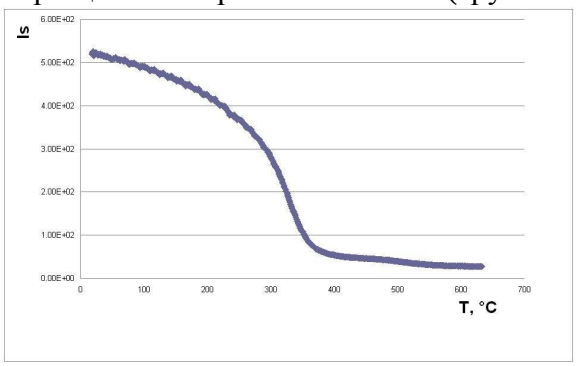


Рис. 1. Термомагнитная кривая Is/T Образец Т8, группа 1 (потоки 1-3). Онкучакская свита

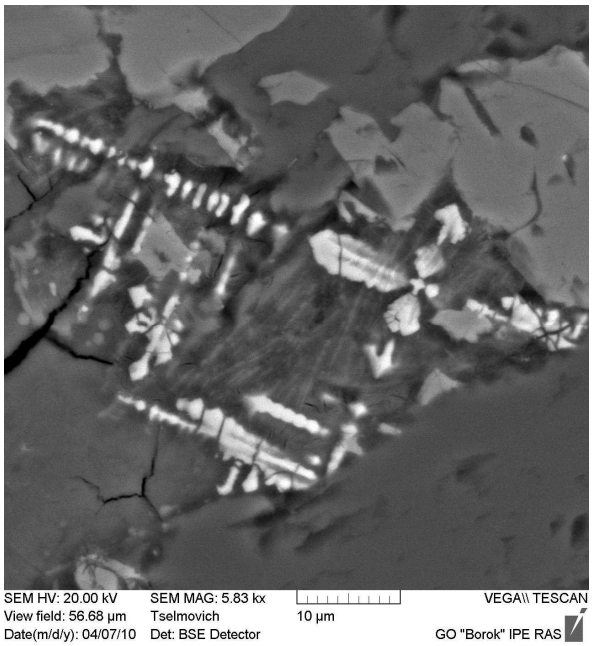


Рис. 2. Дендритные кристаллы титаномагнетита. Онкучакская свита

В образцах из потоков с хорошей палеомагнитной записью среди рудных минералов преобладает титаномагнетит, реже встречается ильменит. Титаномагнетит образует мелкие дендритные кристаллы (размер 1-5 микрон, рис. 2), гомогенные и неизмененные, образующиеся в результате быстрого остывания лавы. По составу титаномагнетиты образуют тесную группу 20-25%TiO_2 (рис. 3). Ильменит представлен мелкими игольчатыми кристаллами. Гомогенность титаномагнетита и отсутствие

вторичных изменений указывает на первичность намагниченности в породах.

В образцах из потоков с плохим палеомагнитным сигналом основные магнитные минералы - титаномагнетит и ильменит. Оба рудных минерала образуют более крупные кристаллы, чем образцы из предыдущей группы (размер до 100 микрон). В зернах титаномагнетита обнаружены структуры вторичного однофазного низкотемпературного окисления (рис. 4). В результате однофазного окисления, возможно, образовался титаномаггемит, но по данным микрозонда проверить это нельзя – минимальный размер зерен, определимых зондом, больше этих структур.

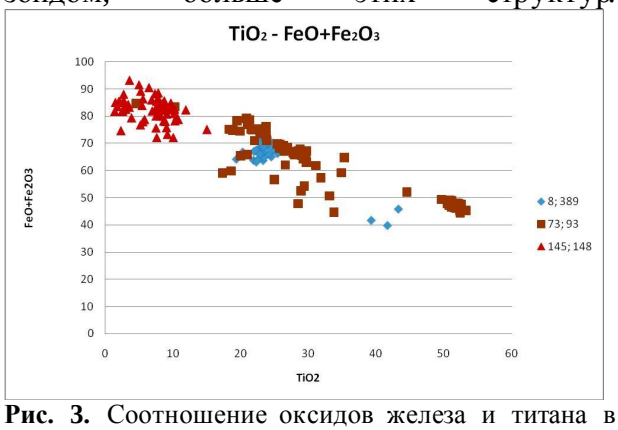


Рис. 3. Соотношение оксидов железа и титана в магнитных минералах пород онкучакской свиты. 8, 389 – группы 1 и 4; 73, 93 – группа 2; 145, 148 – группа 3

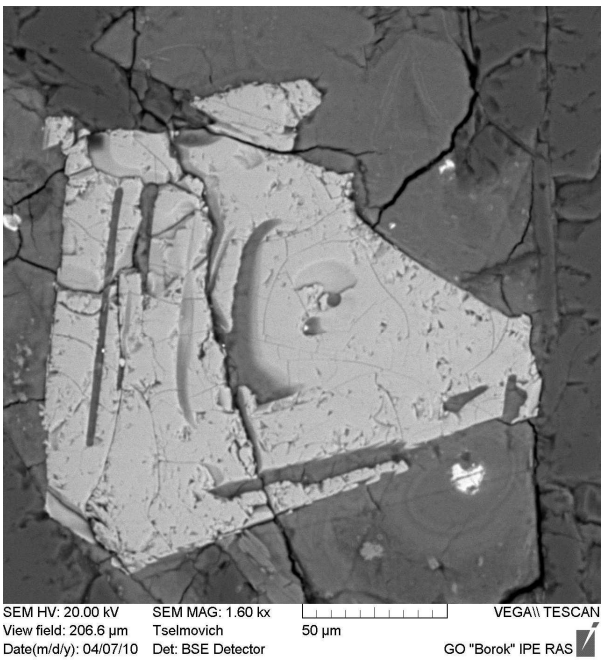


Рис. 4. Титаномагнетит со структурами вторичного однофазного окисления. Онкучакская свита

Микроструктура ильменитов свидетельствует о вторичных изменениях с образованием гемоильменитов – проверить это тоже нельзя по той же причине. По составу титаномагнетиты этой группы варьируют сильнее, чем образцы из предыдущей группы: 17-35% TiO_2 (рис.3).

Таким образом, основные магнитоминералогические отличия «плохих» образцов от «хороших» - более крупные кристаллы магнитных минералов, широкое развитие вторичных изменений, вариации состава титаномагнетита и более широкое распространение ильменита. Поскольку на термомагнитных кривых мы не видим существенных различий между «хорошими» и «плохими» потоками, вторичные изменения, скорее всего, не имели решающего значения для палеомагнитного сигнала. Возможная причина плохой записи – это различная доменная структура магнитных минералов. Из-за большего размера кристаллы титаномагнетита в «плохих» образцах могут иметь многодоменную структуру, которая обуславливает неустойчивость палеомагнитного сигнала.

В образцах из красной корки в кровле потока преобладает магнетит, также присутствуют хромшпинелиды. Есть как мелкие дендритные кристаллы (размером менее 1 микрона), так и более крупные зерна со структурами гетерофазного высокотемпературного окисления или чистого распада (рис. 5). Гетерофазное окисление, скорее всего, происходило в момент остывания породы. Несмотря на высокую степень вторичных изменений в породе, рудные минералы практически не изменены.

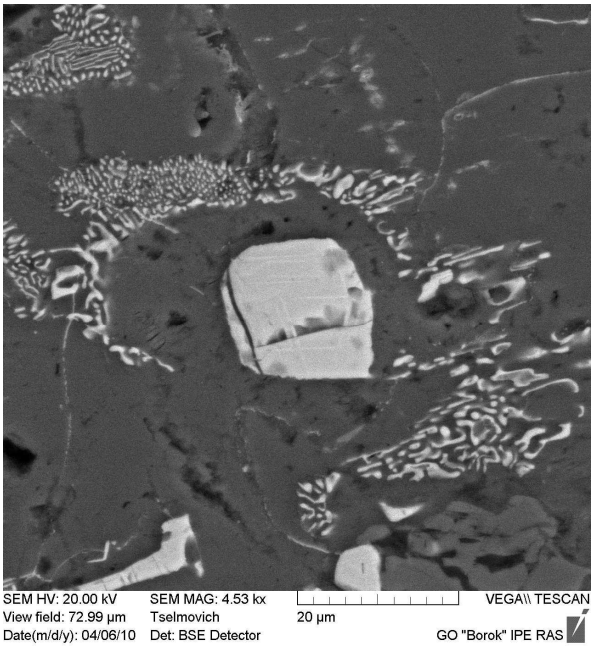


Рис. 5. Магнетит со структурами чистого распада или гетерофазного окисления. Онкучакская свита

В разрезе арыджангской свиты на левом берегу Котуя в 4 км ниже устья р. Медвежьей обнажаются 27 потоков щелочных лав: авгититов, авгитит-порфиритов, меланефелинитов, польценитов с редкими прослоями туфов. В ходе петрологических исследований было установлено, что нефелин и мелилит, ранее считавшиеся типичными минералами для арыджангской свиты [3], присутствуют лишь в нескольких потоках. Большая часть потоков сложена авгититами и авгитит-порфиритами, имеющими порфировую структуру, вкрапленники представлены клинопироксеном, реже - полностью замещенным вторичными минералами оливином. Основная масса сложена клинопироксеном, флогопитом, рудными минералами, нефелином, апатитом, как правило, сильно изменена, замещена хлоритом, серпентином, цеолитами, карбонатами. Польцениты – породы с порфировой структурой, вкрапленники оливина и клинопироксена (редко) составляют 10-15% породы. В интерсертальной основной массе преобладает мелилит, также присутствуют вулканическое стекло, нефелин, рудные минералы, оливин. Меланефелиниты сложены вкрапленниками клинопироксена (10%) в клинопироксен-нефелиновой основной массе.

Качество палеомагнитной записи варьирует от потока к потоку, но палеомагнитные направления были получены во всех потоках. Анализ термомагнитных кривых магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения позволил установить, что в породах арыджангской свиты обычно присутствуют два минерала - носителя намагниченности с точками Кюри около 570°С (магнетит) и 480-530°С (вероятно, высокожелезистый титаномагнетит). На большинстве термокривых присутствует только одна из двух компонент, в некоторых образцах наблюдаются оба минерала (рис. 6). Микрозондовые исследования, планируемые в дальнейшем, помогут уточнить эти данные и доказать или опровергнуть первичность намагниченности.

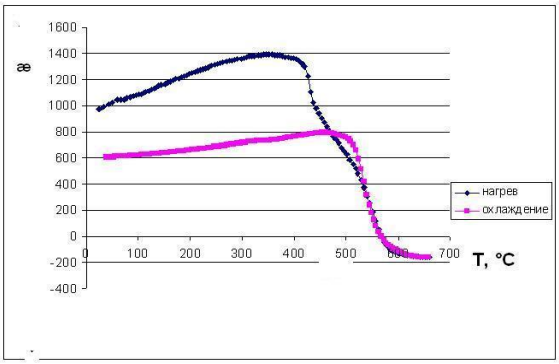


Рис. 6. Термомагнитная кривая æ/T. Образец 6-20, арыджангская свита.

Магнитоминералогические исследования вулканических пород онкучакской и арыджангской свиты позволили установить состав минералов – носителей намагниченности в лавах. Результаты микрозондового анализа базальтоидов онкучакской свиты доказывают первичность намагниченности в потоках с хорошим палеомагнитным сигналом (потоки 1-3, 16-42) и объясняют плохое качество палеомагнитной записи в потоках 4-15.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант №10-05-00557.

Литература

1. *Павлов В.Э. ,Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В.* Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций. (в печати).
2. *Fetisova A., Pavlov V., Veselovskiy R., Latyshev A.* Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Maymecha-Kotuy area, the Siberian large igneous province (Khardakhsky, Arydzhangsky and Kogotoksky formations, the Kotuy river valley). EGU, 2010.
3. *Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D.* Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks. Int. Geol. Rev. 42, 2000.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АНТАРКТИКИ

Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л.

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия
(german_l@mail.ru)

Простейшие тектонические схемы Антарктиды появились около 100 лет назад на самых ранних этапах освоения материка. В первой половине прошлого века они носили сугубо умозрительный характер и основывались в первую очередь на аналогии с другими материками Южного полушария, прежде всего Южной Америкой и Австралией. В 1960–1970-ых годах были созданы более продвинутые обзорные картографические продукты, которые, однако, не выходили за пределы береговой линии Антарктиды. Среди отечественных ученых, занявших активную позицию в развитии представлений о тектоническом строении материка, расхождения во мнениях касались главным образом положения границы между гондванской Антарктической платформой и ее тихоокеанским складчатым обрамлением, а также возраста формирования кристаллического фундамента Восточной Антарктиды [1,3]. Преобладало представление о первичности земной коры континентального типа и существовании в пределах подавляющей части Антарктиды раннедокембрийского кристаллического цоколя.

Западные ученые, стоявшие на плитно-тектонических позициях, отстаивали мнение об аккреционном разрастании континентальной коры докембрийской Восточной Антарктиды за счет эокембрийско-фанерозойских конвергентных процессов на ее тихоокеанской окраине [4]. В вопросе о том, происходило наращивание континентальной коры в основном за счет смещения в сторону океана последовательно омолаживавшихся активных окраин или путем коллизионного присоединения крупных континентальных террейнов, неясности остаются до настоящего времени.

После составления в НИИ геологии Арктики и издания тектонической карты Антарктиды с подробной объяснительной запиской [2] наступил длительный период накопления дополнительных и переосмысления ранее известных материалов. В это время происходило формирование новых подходов к дальнейшему развитию тектонических исследований в рамках глобальных геодинамических концепций, пришедших на смену классической геосинклинально-платформенной парадигме. Существенную роль стали играть новые аналитические изотопно-геохимические данные, петрологический анализ условий образования горных пород материка, материалы геофизических исследований в окраинных морях Антарктиды, результаты наземных сейсмических работ и аэрогеофизических съемок во внутренних районах материка и на его шельфовых ледниках. Все эти достижения позволили существенно уточнить геодинамические модели в контексте становления и распада Гондваны.

На базе достижений последнего двадцатилетия составлена новая тектоническая карта Антарктики масштаба 1: 10 000 000, явившаяся результатом выполнения проекта МПГ 2007–2008 по инициативеМеждународной Комиссии ЮНЕСКО по геологической карте Мира (КГКМ). Как все современные карты, создаваемые под эгидой КГКМ, она опирается на принципиальные достижения тектоники плит; в то же время при разработке принципов легенды авторы стремились рационально использовать все

возможности проявления определенной гибкости, допускаемые сегодняшним состоянием развития этой теории.

Тектоническое строение Антарктики, отображенное на новой карте, в генерализованном виде воспроизведено на рисунке 1. Общая структура легенды наследует основной принцип, примененный в Международных тектонических картах Африки и Азии и некоторых других проектах КГКМ: для каждого выделяемого комплекса/элемента важнейшим классификационным критерием является геодинамическая обстановка его формирования, определяемая положением либо внутри литосферных плит, либо на их границах; при этом разделение структур по принадлежности к континентальной или океанической коре занимает вторичное положение по отношению к их геодинамической классификации. Исключается неоднозначное понятие «окраина плиты», и термин «окраина» используется строго в соответствии с его первоначальным определением, то есть в применении к континентальным областям, пограничным с океаном.

Структуры архея и большей части палеопротерозоя выделяются в самостоятельный блок, как возникшие скорее всего до установления глобального господства тектоники плит в пока не распознанных геодинамических условиях. Это аргументируется свидетельствами ведущей роли в становлении архейских комплексов фундамента Восточной Антарктиды процессов многократной переработки древнейшего изначального континентального субстрата при отсутствии выраженных признаков образования новой коры в конвергентных условиях за счет ювенильных источников. Тем самым ставится под сомнение возможность интерпретации геодинамики архея с позиций тектоники плит, которые постулируют возможность формирования континентальной земной коры только в конвергентных геодинамических обстановках и приписывают последним широкое развитие уже в раннем докембрии, чтобы объяснить возникновение подавляющего объема глобальной континентальной массы к началу неогея.

Палеопротерозойская эра была скорее всего переходной от «до-плитно-тектонических» геодинамических режимов к обстановкам взаимодействия литосферных плит, формирующим аккреционно-коллизионные складчатые пояса активных окраин и сутурных швов (орогены *s. str.*). Переходный характер геодинамики палеопротерозоя проявлялся в том, что в это время «сквозное» архейско-палеопротерозойское развитие раннедокембрийских массивов, формировавшихся еще по «до-плитному» геодинамическому сценарию, завершалось параллельно с зарождением процессов, свойственных тектонике плит.

Отчетливое усиление этих процессов в мезопротерозое привело к мощному коробразующему гренвильскому орогенезу, сопровождавшемуся интенсивной плутонической деятельностью и метаморфизмом высоких ступеней. Вдоль индоокеанского побережья материка гренвилиды образуют практически непрерывный пояс, облекающий архейские ядра; с большой долей вероятности они распространены под ледниковым куполом Восточной Антарктиды, а также несомненно присутствуют в инфраструктуре Трансантарктических гор и Западной Антарктиды.

Пан-африканское тектоническое событие, широко проявленное в Восточной Антарктиде, интерпретируется как дистальная (внутриплитная) реакция на формирование надсубдукционного орогена Трансантарктических гор, выразившаясяглавным образом в тектоно-магматической активизации гренвильских и в меньшей степени более древних докембрийских структур («телеорогенез»). Постулируемая главенствующая роль этого события в амальгамации Гондваны не находит подтверждения антарктическими данными.

Таким образом, в длительной докембрийской истории кристаллического фундамента Антарктиды явные признаки формирования континентальной земной коры за счет доминирующей роли конвергентных процессов, свойственных тектонике плит, фиксируются преимущественно в течение мезопротерозойской эры, закончившейся гренвильским орогенезом.

Последующие тектонические события носили подлинно орогенный характер только в тихоокеанском обрамлении материка, где выделяются эокембрийско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген), ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Земли Виктории и западной части Земли Мэри Бэрд (борхгревинкский ороген), палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (амундсенский ороген) и мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (андский ороген, или Антарктанды). Росский и андский орогены занимают автохтонное положение, тогда как борхгревинский и амундсендский орогены могут представлять собой аллохтонные террейны.

Параллельно с субдукционно-аккреционным наращиванием континентальной коры Гондваны в антарктическом сегменте ее тихоокеанской окраины, в тыловой зоне фанерозойских орогенов и внутриплитных складчатых систем стали появляться признаки растяжения литосферы, первым сигналом которого послужило начало развития седиментационной впадины бассейна моря Уэдделла и формирования в ней промежуточного палеозойско-раннемезозойского(?)структурного этажа.

Направленность тектонической эволюции кардинально изменилась в середине мезозоя, когда после периода внутригондванского растяжения, рифтогенеза и континентального базальтового магматизма начался распад суперконтинента. Причиной было внедрение под литосферу центральной Гондваны обширнейшего астеносферного плюма Карру, геологическим индикатором которого в Антарктиде явился широко распространенный юрский базальтовый магматизм, а глобальным геодинамическим последствием – раскол гондванской литосферы и раздвиг ее фрагментов с образованием Южного океана.

Время, в течение которого проявились эти события, было минимальным в районе морей Уэдделла и Лазарева, наиболее близком к центру центра плюма. Здесь континентальный рифтогенез, базальтовый магматизм (включая формирование вулканической окраины) и отделение Африки от Антарктиды уложились в интервал 180–160 млн. лет. По мере удаления от центра плюма Карру его разрушительное воздействие на Гондвану постепенно ослабевало, так что в районе морей Космонавтов и Содружества при активизации рифтогенеза в поздней юре раскол континентальной литосферы произошел около 135 млн. лет назад и сопровождался (возможно, с некоторым запаздыванием) образованием дочернего(?) плюма Кергелен. В наиболее удаленной от «головы» плюма стороне материка, в районе морей Дюрвиля и Росса, «предраспадный» рифтогенез растянулся уже на 80 млн. лет, и формирование Западно-Антарктической рифтовой системы и отделение от Антарктиды австралийского и новозеландского блоков Гондваны произошло только в течение позднемеловой эпохи. Возобновление рифтогенеза в позднем кайнозое, (возможно, связанное с формированием нового астеносферного плюма), вызвало дополнительное растяжение Западно-Антарктической рифтовой системы и ознаменовалось интенсивным щелочно-базальтовым вулканизмом на площади около 5 млн. км^2.

Литература

1. *Воронов П.С.* О структуре Антарктики // Труды НИИГА. 1960. Т. 113. С. 5-24.
2. *Грикуров Г.Э.* Тектоническая карта Антарктики масштаба 1 : 10 000 000 // НИИГА. 1980.
3. *Ушаков С.А., Хаин В.Е.* Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным // Вестн. МГУ. 1965. №1. С. 3-27.
4. *Craddock C.* Tectonic map of Antarctica. In: Bushnell V.C. and Craddock C., eds. Geologic Maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Ser. // Amer. Geograph. Soc., New York. Pl. XXI. 1970.

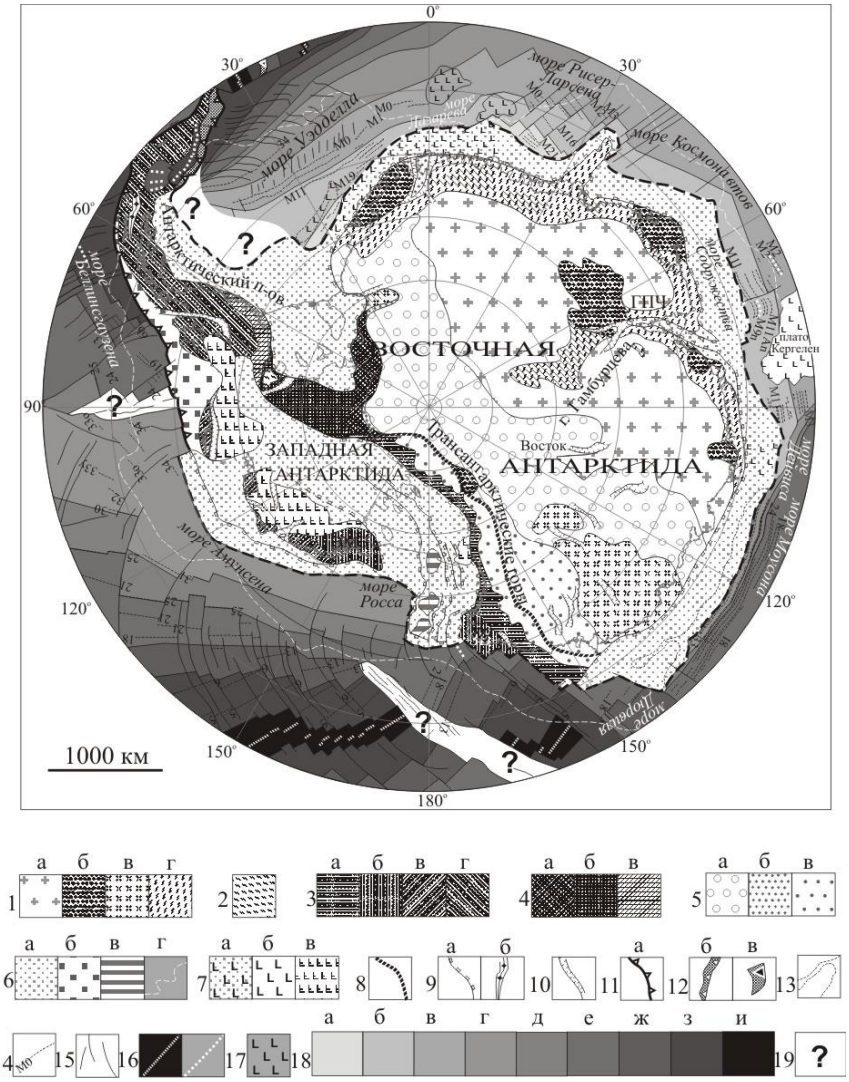


Рисунок 1 – Тектоническое строение Антарктики

1 – докембрийский фундамент Восточной Антарктиды: (а) нерасчлененный под ледовым куполом, (б) архейские ядра, (в) архейско-палеопротерозойские массивы, (г) мезопротерозойский подвижный пояс; наклонной штриховкой показаны зоны интенсивной переработки фундамента вблизи рубежа докембрия и палеозоя. 2-4 – фанерозойские складчатые пояса Трансантарктических гор и Западной Антарктиды: 2–выступ докембрийской инфраструктуры; 3–тихоокеанские аккреционно-коллизионные орогены: (а) эокембрийско(?)-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор *(росский ороген)*, (б) ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Трансантарктических гор и западной части Земли Мэри Бэрд *(борхгревинкский ороген)*, (в) палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена *(амундсенский ороген)*, (г) мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова *(андский ороген*, или *Антарктанды)*; 4 – внутриплитные складчатые зоны: (а) эокембрийско(?)-раннепалеозойская, (б) познепалеозойско-(?)раннемезозойская, (в) позднемезозойская 5 – платформенные чехлы: (а) нерасчлененный (нео?)протерозойско-палеозойский, предполагаемый на равнинных участках и в депрессиях подледного ложа Восточной Антарктиды, (б) рифейский, (в) среднепалеозойско-раннемезозойский *(биконский)*. 6 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: (а) рифтовые внутриматериковые и на континентальной окраине, (б) молассовые, (в) выступы фундамента рифтовых бассейнов, (г) изопахита 1 км,

принимаемая за границу области распространения кластического осадконакопления на океанической коре; 7 – вулканические провинции: (а) юрская и раннемеловая на пассивной окраине Восточной Антарктиды, (б) раннемеловая в пределах плато Кергелен, (в) позднекайнозойские щелочные и толеитовые платобазальты Западной Антарктиды. 8 – предполагаемое положение границы росского орогена под биконским чехлом. 9 – структуры растяжения: (а) границы окраинно- и внутриматериковых рифтов, предварявших распад Гондваны, (б) зона зарождающегося спрединга. 10 – грабенообразные депрессии в рельефе коренного ложа. 11 – зоны палеосубдукции 12 – вулканические дуги: (а) неогеновая(?) вулканическая дуга Джейн, (б) современная вулканическая дуга Южных Сандвичевых островов. 13 – зона разрыва консолидированной коры на позднем этапе рифтогенеза и проникновения мантии в основание осадочного чехла. 14-19 – структуры и возраст океанической коры: 14 – магнитные аномалии и их номера; 15 – трансформные разломы; 16– оси спрединговых хребтов (а) активных, (б) отмерших; 17 – позднеюрско-раннемеловые океанические плато (пунктиром показано плато, погребенное под осадочным чехлом мощностью более 2 км); 18 – кора, возникшая в течение (а) юры, (б) берриас-валанжина, (в) готерив-альба, (г) позднего мела, (д) палеоцена, (е) эоцена, (ж) олигоцена, (з) миоцена (и) плиоцен-голоцена; 19 – зоны неустановленной структуры и возраста

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДНОГОСЫРЬЯ В КОНТЕКСТЕ НОВЫХ ПАРАДИГМ ТЕКТОНИКИ ФУНДАМЕНТА

Леонов М.Г.

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, г.Москва, (m_leonov@ginras.ru)

Виктор Ефимовича Хаин в своих работах постоянно обращался к вопросам нефтегазоносности земной коры. Его работы в этом направлении касались как изучения структуры и эволюции конкретных нефтеносных структур, так и решения геотектонических и геодинамических аспектов происхождения и распределения в земной коре углеводородного сырья, в том числе и с точки зрения прогностического значения различных гипотез и парадигм. И обращение к данной теме на конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича, мне представляется вполне уместным.

Обеспечение ресурсной базы – одна из главнейших задач экономической политики любой страны, и Россия здесь не исключение. Данная задача содержит в себе два прогностических аспекта: *тактический*, включающий определение путей и механизмов разведки, добычи и переработки сырья, и *стратегический*, рассматривающий прогнозирование путей и механизмов развития сырьевой отрасли на основе совокупности научно-технических знаний. В стратегическом аспекте одним из основных направлений – и это подтверждено всем опытом экономической практики – является выбор научных парадигм, которые должны быть положены в основу прогностической деятельности нефтегазовой геологии. Суть парадигм, на которых в основном строится политика современного развития углеводородной сырьевой базы, заключена в трех основных положениях: (а) источником углеводородного сырья являются некие нефтематеринские осадочные толщи; (б) углеводородное сырье расположено в пределах литологических или структурных ловушек, приуроченных к чехольным комплексам; (в) основные запасы углеводородного сырья заключены в осадочном чехле. При этом явно недостаточно внимания уделяется изучению механизмов формирования ловушек УВ в пределах фундамента, хотя там и расположено множество месторождений нефти и газа. Тем не менее, и в тектонике, и в структурной геологии, и в геомеханике существуют разработки, которые позволяют расширить прогностические возможности нефтегазовой геологии, но которые пока еще не востребованы в должной мере. В докладе рассмотрено несколько аспектов этой проблемы: 1 – распространенность залежей УВ в кристаллическом фундаменте и их типологические черты; 2 – постмагматическая тектоника гранитов, гранитные протрузии; 3 – возможность построения структурно-тектонической модели формирования интрагранитных залежей УВ; 4 – нетрадиционные типы структур в пределах чехла и фундамента плитных участков земной коры; 5 – вертикальная аккреции земной коры, как один из механизмов формирования потенциально нефтегазоносных провинций.

1. Распространенность залежей УВ в кристаллическом фундаменте и их типологические черты. Анализ данных по размещению скоплений углеводородов в породах фундамента (Табл.) позволят сделать следующие предварительные выводы: (а) залежи УВ широко распространены в породах кристаллического фундамента (в особенности, в гранитах) практически на всех континентах; (б) залежи УВ приурочены или к положительным морфоструктурам фундамента (купола, горсты) или к зонам флексурных перегибов; кристаллические породы в зонах проявления УВ претерпели интенсивную тектоническую переработку (дезинтеграцию, катаклаз, перекристаллизацию), что особенно сильно проявлено в гранитах и приводит к увеличению пористости породной массы; (в)

в интрагранитных залежах углеводороды содержат *наименьшую* концентрацию компонентов с токсичными свойствами, что делает их добычу особенно привлекательной с экологической точки зрения; (г) модели формирования объемов кристаллических горных пород, благоприятных для скопления в них УВ нуждаются в совершенствовании на основе новых знаний по структурной геологии и механике породных сообществ.

Таблица 1.

Месторождения нефти и газа в кристаллических породах фундамента		
Континент	**Структура**	**Месторождения**
Западная Европа	Северо-Предкарпатский бассейн:	м-е Лубна
	Паннонский бассейн	м-я Кикиндаварош, Кикинда, Мокрин, Калачеа, Саткинез, Шандра, Версаш, Турну, Хайдусобослои др.
	Западно-Шетландский бассейн	м-е Клэр
	Восточно-Шетландский бассейн	Несколько нефтепроявлений
Азия	Преднаньшаньский и Бохайваньский бассейны (Китай)	м-я Яэрся и Синлунтай
	Камбейскомбассейне (Индия)	Бомбей-Хай, Хира
	Центрально-Суматринский бассейн	Норт-Ист-Бирук
	Зондский шельф	Белый тигр
	Южно-Мангышлакский бассейн, Туранская плита	Оймаша
Северная Америка	Западный Внутренний бассейн	Орт, Крафт-Пруса, Холл-Гарней и др.
	Межгорные бассейны Калифорнии (Сан-Хоакин, Лос-Анджелес, Санта-Мария) и Скалистых гор	Эдисон, Маунтин-Вью, Уилмингтон, Лонг-Бич, Плайя-дель-Рей, Эль-Сегундо
Южная Америка	Маракаибский бассейн	Ла-Пас, Мара
	Бассейн Гуаякиль-Прогрессо (Перу)	Ла-Бреа-Париньяс
	Сержипи-Алагоас (Бразилия)	Кармополис, Сиризинью, Риашуэму
Африка	Египет	Хургада, Гемзах, Зейт-Бэй, Джебель Цейт
	Предрифский бассейн	Сиди-Фили, Блед-эд-Дум, Уэд-Меллах
	Сиртский бассейн (Ливия)	Нафора-Ауджила
Австралия	Выступ Рома	Прингл-Даунс
Восточно-Европейская платформа	Тиман Татарский свод	Нефтепроявления
Материал собран А.В.Полещуком (ГИН РАН). Источники: Арешев и др., 1997; Попков, Серебряков, 2009; Муслимов и др., 1980; Landes, 1960; Merriam at al., 1961; мн. др.). В таблице приведен лишь выборочный перечень месторождений УВ, расположенных в пределах фундамента.		

2. Постмагматическая тектоника гранитов, гранитные протрузии. Гранитные массивы после становления в качестве интрузивных тел подвержены объемной (3D) структурной переработке (макро- мезо и микродезинтеграции, брекчированию, катаклазу минеральных зерен). В них развиты своеобразные структурные парагенезы: структуры «слайдов», «веера», протрузивно-сдвиговыый парагенз, гранитно-мраморные меланжи и пр. Объемная дезинтеграция приводит к потере связности и возникновению *гранулярной структуры.* Характерными чертами гранулированных сред являются [1, 4, 12]: понижение эффективной вязкости породы; проявление сверхпластичности; дилатансионная переупаковка пород; способность к катакластическому объемному течению; увеличение скорости сдвига в зависимости от степени разрыхления материала. При этом дискретно возникают особые пластические состояния, что объясняет появление множественных поверхностей скольжения (кливаж, сланцеватость, возникновение «слайдов») и «субпослойную» неоднородность тектонического течения. Все это способствует возникновению объемной подвижности горных масс, основным механизмом которой является катакластическое течение, и в результате формируются структуры протыкания типа протрузий, к категории которых могут быть отнесены многие гранитные массивы (как погребенные, так и эксгумированные на поверхность Земли) [6] (рис. 1). Описание таких протрузий содержится в [6, 10] и в

докладе Е.С.Пржиялговского, М.Г.Леонова и Е.В.Лаврушиной на этом совещании.

Выявление гранитных протрузий как нового типа геоструктур консолидированной коры с характеристикой их внутреннего строения, механизма формирования и геодинамической эволюции – know how исполнителей гранта РФФИ № 10-05-00852 (М.Г.Леонов, Ю.А.Морозов, Е.С.Пржиялговский, Е.В.Лаврушина, Ю.Г.Цеховский).

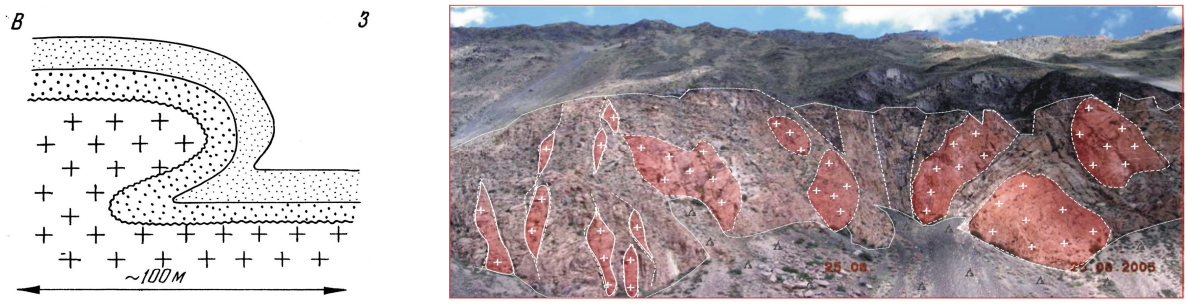


Рис. 1. Слева: купол-протрузия, сформированная докембрийскими катаклазированными гранитами (Скалистые горы [Бероущ, 1990]); справа: катаклазированные граниты палеозойского Сусамырского массива (Тянь-Шань) образуют протрузию, в ряде мест прорывающую палеоген-неогеновые отложения [7].

3. Возможность построения структурно-тектонической модели формирования интрагранитных залежей УВ. Формирование коллекторов УВ в гранитных массивах – процесс многофакторный. В нем участвуют: автометасоматоз, контракционная усадка, гидротермально-пневматолитовые процессы, тектоно-кессонный эффект, а также тектонические факторы, приводящие к формированию выступов кристаллического (чаще – гранитного) фундамента и к интенсивной дезинтеграции пород [3, 6]. Изучение «холодной» деформации гранитных массивов, имеющей место на плитной стадии, показало, что неотъемлемой составляющей структурной переработки гранитов является 3D квазипластическое и катакластическое тектоническое течение (реидная деформация) [6]. Деформация связана, как было сказано выше, с проявлением механического дробления, объемного катаклаза, перекристаллизации, что приводят к *дезинтеграции* и (или) *повышению кристалличности* пород, т.е. к их *грануляции*. Особенностью гранулированных сред является [2, 4, 5] их сверхпластичность, что облегчает возникновение упомянутых выше гранитных протрузий. В процессе деформирования проявляется также дилатансия, которая особенно интенсивна в условиях пластического течения и которая приводит к возрастанию пористости и проницаемости пород. Дилатансия способствует также уменьшению трения между частицами и облегчает их относительное проскальзывание. Эти явления усиливают процесс внедрения разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел, а также облегчает процесс М-инфильтрации [11]. Проявляется и автодиспергация [9], приводящая к «вскипанию» дислокаций, брекчированию, расширению пустот и трещин, увеличению поровой проницаемости. Совокупное действие P_{lit} и P_s (стресс) приводит к увеличению объема вещества (до 20%). Диспергированные среды обладают высокой химической активностью, что обеспечивает реакции и преобразования при более низких, чем в недиспергированных системах, PT-параметрах. При диспергации углеродсодержих пород в присутствии воды и катализаторов (в частности, полевого шпата!), происходит синтез УВ, формируется их газовая и жидкая фазы [8]. Выявленные закономерности позволили предложить модели формирования залежей УВ в кристаллическом цоколе [3, 6]. Суть моделей: образование положительных морфоструктур с кристаллическим ядром → возрастание пористости и проницаемости →

«переток» УВ из осадочных толщ в разуплотненные породы фундамента → формирование скоплений УВ. *Для проявления такого механизма образования УВ-залежей особенно благоприятны структуры типа гранитных протрузий.*

4. Нетрадиционные типы структур в пределах чехла и фундамента плитных участков земной коры. Рассмотрим два типа таких структур, которые часто сменяют одна другую по простиранию: (а) структуры «цветка» или «пальмового дерева»; (б) структуры тектонического сшивания (рис. 2).

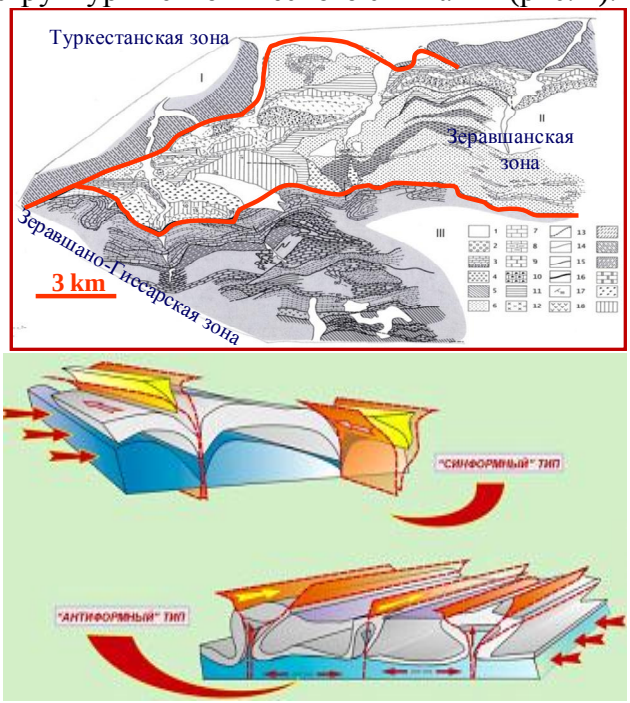


Рис. 2. Слева: структура тектонического сшивания (Тянь-Шань). Справа: структуры цветка (пальмового дерева), принципиальная схема строения

Структуры цветка широко распространены в пределах молодых плит и подвижных поясов, образуются в условиях транспрессивного поля напряжений и принадлежат к категории зон концентрированной деформации, о которых подробнее сказано в тезисах доклада М.Г.Леонова на этой сессии «Зоны сдвигового течения как элемент сегментации литосферы». Такие зоны являются потенциально углеводородсодержащими, что подтверждено практикой нефтяной геологии.

В ряде подвижных зон земной коры с аккреционно-надвиговой тектоникой (Памир, Тянь-Шань) описаны так называемые «структуры тектонического сшивания» (рис. 2, левый), впервые описанные А.В.Лукьяновым. Они формируются в местах схождения встречных надвигов, по которым в соприкосновение приведены геологические комплексы, некогда отстоящие друг от друга на значительном расстоянии. Под надвигами оказываются погребены отложения промежуточной зоны (бассейна), которые в настоящее время обнажаются только при условии значительного эрозионного вреза. При недостаточной глубине эрозионного среза на поверхности Земли мы видим только линейный тектонический шов. И от прямого наблюдения могут быть скрыты отложения обширных бассейнов, в том числе и содержащих залежи УВ. Формируется своеобразный тип структурных ловушек, и их обнаружение является важной задачей структурной и региональной геологии.

5. Вертикальная аккреция земной коры. **Вертикальная аккреция – это прогрессивное наращивание консолидированной земной коры (КЗК) и (или) изменение ее внутренних свойств (состава и реологии) в сторону кратонизации под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие оболочек Земли [3] (рис. 3).**

Анализ структурно-вещественной трансформации пород показал, что вертикальная аккреция приводит к включению в состав КЗК пород смежных оболочек, в том числе, нижних горизонтов осадочного чехла. При этом происходит возникновение "новорождённых" объемов гранитно-метаморфического слоя, омоложение раздела "фундамент/чехол" и изменение его позиции в вертикальном разрезе коры. Эти явления связаны также с метаморфогенной инфильтрацией газово-водных флюидов [11], проявляющейся при наличии мощного чехла (>2-3 км) и повышенного флюидного давления. В континентальных ОБ с возбуждением такого потока связана активизация процессов: литогенеза, тепломассопереноса, деформации, метаморфизма, формирования и миграции газово-жидких фаз УВ. Вертикальная аккреция может привести к переходу нефтематеринских толщ в состав

фундамента, их прогреву, вещественной трансформации, перераспределению в пространстве и формированию скоплений УВ. Участки проявления вертикального аккретирования могут рассматриваться как перспективные для обнаружения в них залежей УВ.



Рис. 3. Аккреция консолидированного слоя земной коры (принципиальная схема).

Таким образом, данные о строении и тектонической эволюции кристаллических масс фундамента позволяют наметить направления работ, перспективные в контексте прогнозирования и обнаружения потенциально нефтегазоносных участков земной коры. Например, Хамышинский массив (Северный Кавказ), гранитные выступы в районе Солигалечского авлакогена, кристаллические выступы в пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского (Черное море), погребенные выступы фундамента Забайкалья, Восточно-Европейской платформы (Осинский блок), Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Грант 10-05-00852) и Программы ОНЗ РАН № 10 (9).

Литература

1. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265 – 269.
2. *Блехман И.И.* Вибрационная механика. М.: Физматлит, 1994. 400 с.
3. *Гаврилов В.П.* Нетрадиционная модель образования гранитов и их нефтегазоносности (на примере южного шельфа Вьетнама) // Геология нефти и газа. № 1. 2010. С.51 – 58
4. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131-183.
5. *Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. Мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5 – 22.
6. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 564 с.
7. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника № 2. 2008. С. 3 – 31
8. *Молчанов В.П., Юсупов Т.С.* Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов , М.: Наука, 1981. 264 с.
9. *Поспелов Г.Л.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53 – 73.
10. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия). Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010.
11. *Яковлев Л.Е.* Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 100 с.
12. *Yaeger H.M., Nagel S.R.* The Physics of granular materials // Phys. Today. 1996. April. P. 32–38.

ЗОНЫ СДВИГОВОГО ТЕЧЕНИЯ КАК ЭЛЕМЕНТ СЕГМЕНТАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

Леонов М.Г.

Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, г.Москва, (m_leonov@ginras.ru)

В ряду пронизывающих земную кору крупных линейных структур (глубинных разломов, линеаментов, трансформных разломов и пр.) четко обосабливаются узкие (первые километры) и протяженные (до нескольких сотен и тысяч километров) зоны с очень сложной внутренней тектонической структурой и интенсивной вещественной переработкой горных масс. Боковые ограничения таких зон обычно представлены разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов. Амплитуды сдвиговых перемещений по этим разломам могут варьировать от совершенно незначительных (десятки и сотни метров) до многих десятков и, по оценке некоторых исследователей, сотен километров. Характерными особенностями их строения, кроме напряженной внутренней тектонической структуры, является также кулисное расположение отдельных сегментов, свидетельствующее об общей сдвиговой природе этих зон (рис.1), и резкое отличие их внутреннего строения от строения соседствующих с ними горных масс.

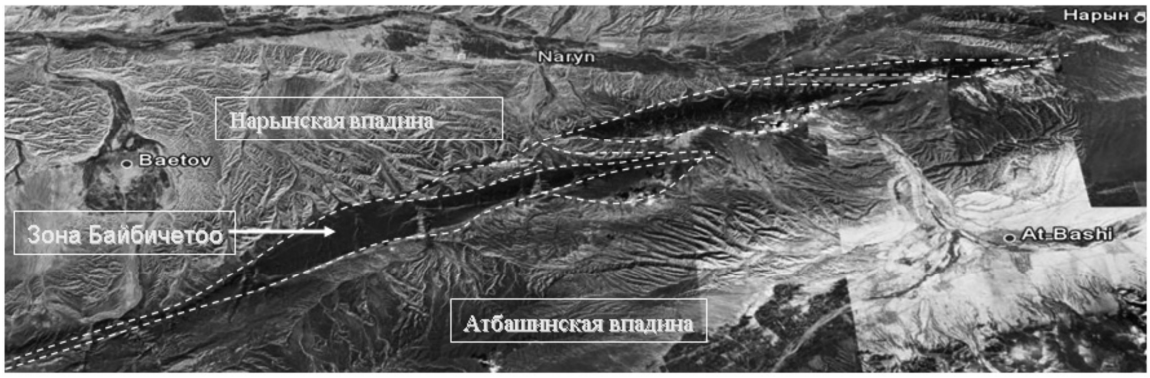
Широко известны подобные зоны, сопровождаемые выходами пород офиолитовой ассоциации, и в этом случае они интерпретируются как сутурные швы, отражающие коллизионное взаимодействие литосферных плит и, соответственно, геодинамику «межплитных» процессов. Но ограниченные разломами линейные зоны с напряженной внутренней структурой, для которых породы офиолитовой ассоциации, однако, не характерны, выявлены и в пределах внутриплитных участков подвижных поясов и платформ. Эта категория структур в свое время была описана как разновидность безофиолитовых коллизионных швов [1], и было показано, что их наличие отражает особенности «внутриплитной» геодинамики (как для палеоокеанических, так и для континентальных плит). По существу, это внутриплитные зоны концентрированной деформации, которые в определенной степени соответствуют англоязычным «high-strain shear zones». В ряде случаев такие структуры из-за сходства с соответствующими растениями называют «структуры цветка» (flower structures) или «структуры пальмового дерева» (palm-tree structure) (рис. 2). Понятия – «зоны концентрированной деформации» и «внутриплитные безофиолитовые швы» – практически идентичны. Но в первом случае подчеркиваются особенности внутренней структуры этих зон, во втором – их геодинамическая сущность. В настоящее время представляется рациональным объединить эти оба понятия в одно – «*внутриплитные зоны концентрированной деформации*» (в дальнейшем ВЗКД).

Имеющиеся фактические данные позволяют определить некоторые главные положения, касающиеся строения, эволюции и механизмов формирования внутриплитных зон концентрированной деформации.

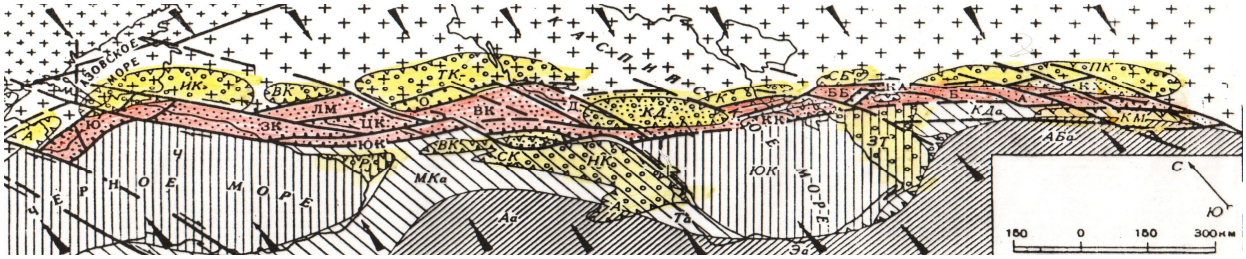
(1) ВЗКД представляют собой отчетливо выраженные на поверхности Земли линейные структуры, размер которых чрезвычайно различен: от мезоструктур шириной в десятки сантиметров и длиной в несколько метров до гигантских поясов протяженностью до двух – трех тысяч километров (см. рис. 1). В этой работе будут охарактеризованы структуры макро- и мегамасштабов.

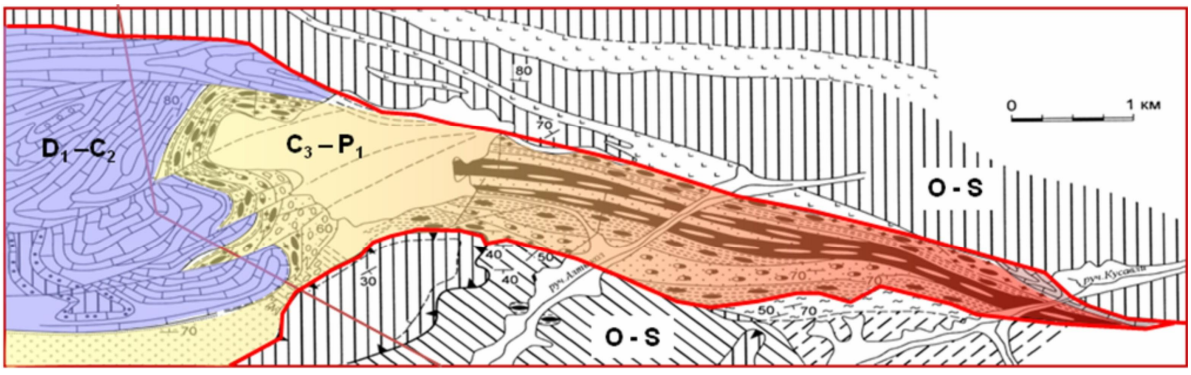
(2) Геодинамический смысл структур разного масштаба различен. Мезоструктуры отражают взаимодействие объемов горных пород в пределах нескольких пластов или пачек; макроструктуры – в масштабе свит, горизонтов и структурно-фациальных зон; мегаструктуры – в объеме складчатых поясов или их крупных сегментов, в пределах которых происходит

геодинамическое взаимодействие отдельных доменов земной коры и литосферы в целом. При этом структуры более крупного масштаба непременно включают в себя структуры более высоких порядков (эффект матрешки).









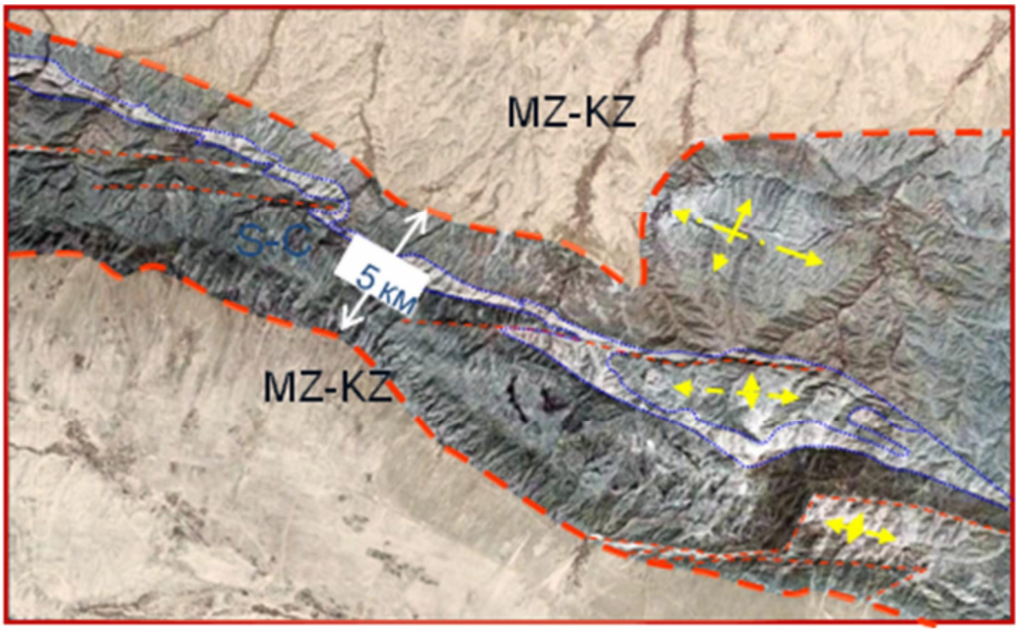


Рис. 1. Зоны концентрированной деформации макро- и мегамасштабов (сверху вниз): хребет Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань); Гобийский Алтай (Монголия); Кавказско-Копетдагская зона [5]; Курганаксий (центральный) и Нуратинский (западный) сегменты Нуратау-Курганакскойзоны (Южный Тянь-Шань)

(3) Иерархия структур, по-видимому, является отражением и иерархии геодинамических причин, породивших эти структуры. Межрегиональные ВЗКД типа Копетдаг–Кавказской возникли за счет процессов, по крайней мере, астеносферного и корового уровней со всеми вытекающими отсюда следствиями, тогда как зона Байбичетоо на Тянь-Шане, протяженностью в 150-200 км, имеет по геологическим признакам верхнекоровое заложение.

(4) Но если геодинамические условия формирования ЗКД в разных ситуациях могут быть различны, то их тектонический стиль во всех без исключения случаях представлен одинаковым структурно-кинематическим парагенезом парагенезом сдвигового или взбросо-сдвигово объемного течения.

(5) Возраст заложения ЗКД различен. Выделяются: (а) структуры неотектонические и практически современные (например, зона Байбичетоо на Срединном Тянь-Шане; (б) фанерозойские, возраст заложения которых варьирует в зависимости от общей истории развития региона (например, палеозойская Нуратау–Курганакская зона Тянь-Шаня, мезозойско-

- Отражающие спонтанно возникающую или унаследованную делимость коры и литосферы, развивающуюся в областях латеральной структурно-реологической

кайнозойская Копетдаг–Кавказская [5]; (в) швы древнего заложения, возникшие в докембрии (например, Центрально- и Северокарельская зоны Балтийского щита, зоны Триангль и Тули-Саби пояса Лимпопо). При этом можно констатировать, что практически все ВЗКД заложения более раннего, чем неотектонические, активизированы в процессе их дальнейшей истории и большинство из них активно в новейшее время, что четко устанавливается по морфоструктурным признакам [2].

(6) Выделены различные типы ВЗКД, в зависимости от способа их заложения, глубинности и особенностей эволюции.

- Изначально заложившиеся в виде разломов земной коры с горизонтальной составляющей движения (сдвигов) и в дальнейшем трансформировавшиеся в зоны объемного сдвигового течения (например, Койкарско-Сегозерская зона Балтийского щита).

- Сформированные на месте внутриплитных морфоструктур: областей прогибания – палеобассейнов и относительных поднятий (например, Южный Тянь-Шань) или их комбинации (например, Пьенинский утесовый пояс).

дисгармонии корового слоя (возможно, Саби пояса Лимпопо).

Гобийский Алтай, зоны Триангль и Тули-

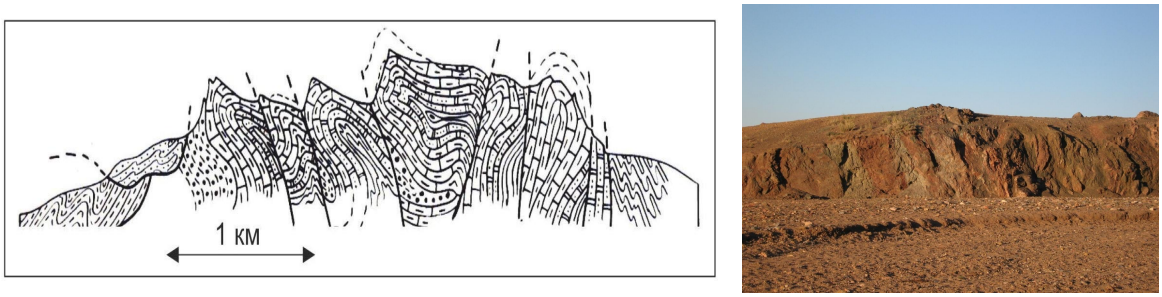


Рис. 2. Зоны концентрированной деформации (структуры цветка): слева: верхняя часть структуры цветка (Курганакская зона, Тянь-Шань), разрез по линии на рис. 1, второй снизу; справа: «стебель» структуры цветка представлен субвертикально залегающими рассланцованными и разлинзованными породами (Гобийский Алтай) (см. рис. 1, второй сверху).

(7) Предложены различные механизмы формирования подобного типа структур (рис. 3, 4): трансформация интрабассейновых морфоструктур в условиях изгибной неустойчивости по модели Л.И.Лобковского [1, 2]; элемент структуры «аркадного» типа [7]; механизм «содвига» [5, 6]; режим конвекции и транспрессии [3, 4]; механизм сдвига [8]. Структуры цветка изучались на физических моделях (например: [4]).

(8) ВЗКД характерны для различных внутриплитных геодинамических обстановок: собственно внутриплитных; окраинно-континентальных; передовых прогибов; внутрибассейновых поднятий.

(9) В ряде случаев выявляется стадийность формирования ВЗКД при смене режима транстенсии на начальных этапах на режим транспрессии на более поздних. Равным образом наблюдается и пространственное чередование областей транстенсии и транспрессии с формированием соответствующих структурно-кинематических парагенезов. Конечным результатом обычно является образование структур цветка.

(10) Сложность структуры внутриплитных зон концентрированной деформации и несравненно более напряженной, чем в граничащими с ВЗКД объемами горных масс, стиль деформаций свидетельствуют, что ВЗКД являются концентраторами (вероятно не единственными, но весьма значимыми) внутриплитных деформаций, т.е. основными зонами релаксации внутриплитного поля напряжений.

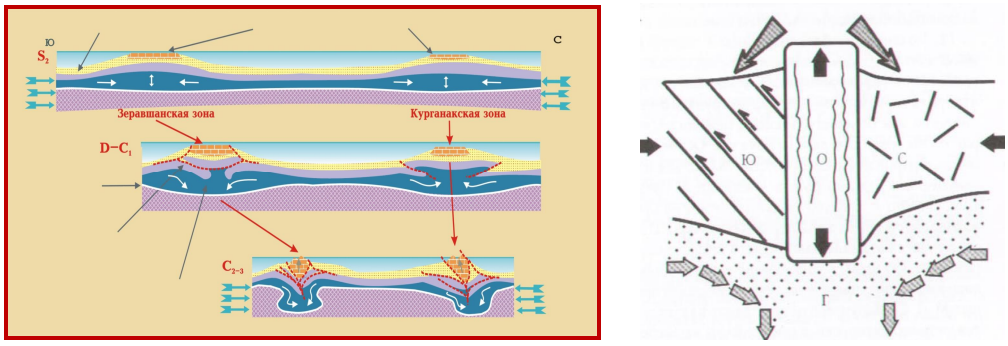


Рис. 3. Модели формирования зон концентрированной деформации: слева – Южный Тянь-Шань на стадии существования Палеотуркестанского океана; справа – Большой Кавказ на орогенной стадии [6]

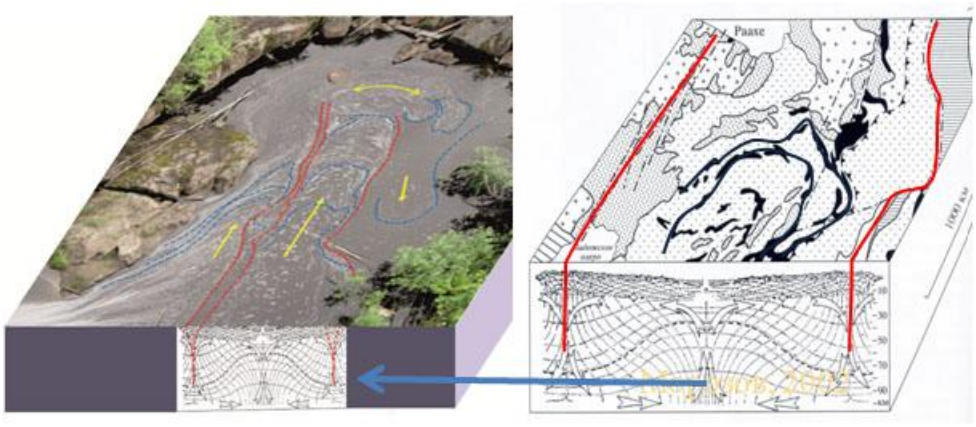


Рис. 4. Конвекционно-транспрессионный механизм формирования структуры Карельского массива и граничных ЗКД (по: [3]). Слева: совмещение расчетной и природной моделей (можно видеть поразительное сходство структурного рисунка и элементов кинематики на этих двух моделях)

(11) Все сказанное позволяет рассматривать ВЗКД в качестве особой категории структур, которые играют значительную роль в тектогенезе подвижных поясов, молодых и древних платформ. Их особая роль подчеркивается не только особенностями их внутренней структуры и пространственного расположения, но состоит также и в том, что они определяют внутреннюю делимость литосферы, уменьшая ее относительную жесткость. Однажды возникнув, эта делимость становится важным фактором, контролирующим многие закономерности проявления структурообразующих, геодинамических и минерагенических процессов.

(12) В основе процесса образования внутриплитных зон концентрированной деформации лежит, вероятно, несколько причин: латеральная реологическая неоднородность горных масс литосферы; анизотропия их механических свойств; существование неоднородного поля напряжений; наличие латентной энергии [5], сконцентрированной в горных породах деформируемой зоны; и пр.

(13) Наличие ВЗКД свидетельствует, что привычное представление о жесткости и единстве литосферных плит справедливо лишь в первом приближении. На самом деле – это ансамбль коровых и литосферных объемов, обладающих известной геодинамической автономностью, а ВЗКД – некие рельсы, определяющие структурное развитие заключенного между ними деформируемого мегаобъема. В то же время, их нельзя рассматривать как границы между полностью независимыми друг от друга террейнами. В случае межплитных структур концентрированной деформации так может быть, но нужно понимать, что внутриплитные ЗКД в своем вещественном выполнении содержат информацию о первичной взаимосвязи разделенных ими объемов земной коры и литосферы.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Безофиолитовые коллизионные швы // Известия ВУЗов. Геол. и разведка. 1990. № 8.
2. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.
3. *Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника 1999. № 2. С. 37-50.
4. *Морозов Ю.А., Гептнер Т.М.* Природные и экспериментальные примеры структурных ансамблей, возникающих в тектонических режимах транспрессии и транстенсии // Структурные парагенезы и их ансамбли. Мат. Симпозиума. М.: ГЕОС, 1997. С. 219-258.
5. *Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 384 с.
6. *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 95 – 113.
7. *Расцветаев Л.М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333 – 373.

8. *Сомин М.Л.* Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие проблемы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 254 – 356.
9. *Alvarez Ph., Maurin J.-C.* Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. Vol. 50. № 1/2. 1991. P. 139-152.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН. г. Владивосток, Россия (levv@poi.dvo.ru)

Развитие альтиметрических методов исследований Земли и компьютерных технологий резко расширило возможности изучения генезиса рельефа и его зависимости от эволюции тектоносферы. Это повлекло необходимость пересмотра научных представлений о некоторых аспектах локальных, региональных и глобальных проявлений геодинамики в строении земной поверхности. Японское море в таком контексте – показательный объект. Оно относительно подробно изучено различными геологическими и геофизическими методами. Однако пока нет единства научных взглядов на его происхождение и развитие. Рассмотрим, что может дать применение новых методов и данных.

Общая цель проводимых нами работ в Дальневосточном регионе – изучение последовательности формирования структур земной поверхности для решения геодинамических задач. Для этого применены данные программы ETOPO 1' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Цифровой массив альтиметрических данных ETOPO 1' обработан в форматах «SURFER» и «EXCEL». Обобщения проводятся методом сравнительного анализа парагенезов структур рельефа, геофизических полей, геологического строения. Создан комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс послужили основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Скульптурные карты рельефа и аномалий гравитационного поля с «подсветкой» изображают «вид с высоты» на поверхность. Они делают очевидными многие распределения и пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, различающихся генезисом. Тенденции строения и развития земной поверхности подтверждены статистическими методами [2].

Для цели, обозначенной в заголовке статьи, выбрана минимально необходимая площадь исследований: Японское море, его складчатое обрамление и части морфоструктур, примыкающих к обрамлению. Тектоника морей эволюционирует вместе со структурным, окружением в объёме тектоносферы, поэтому изучать необходимо объект вместе с вмещающим объёмом.

Цель статьи: выявить признаки тектонического контроля в строении рельефа, обозначить их динамическую связь между собой и ход тектонической эволюции земной поверхности в регионе.

Выявление признаков тектонического контроля в строении рельефа проводилось путём анализа и синтеза структурных рисунков карт рельефа (в изолиниях и рельефных с разными ракурсами подсветки). Анализ строения поверхности региона состоял в выявлении структурных рисунков парагенезов формирования рельефа. Выделялись структурные парагенезы по признакам сходства и различая воздействия экзогенных и эндогенных процессов: расчленённости рельефа, форм и ориентировок его элементов. Синтез заключался в объединении парагенезов в ассоциации по признакам сходства и различая формирования больших участков поверхности региона. характеризуют развитие крупнейших морфоструктур региона. На рисунках 1 и 2 показаны варианты такого подхода, построенные на основе разных карт, дополняющих друг друга. Рисунок 1 – схема, построенная по данным ETOPO 1'. Осреднение на ячейку, размером 1'x1'. Шаг горизонталей 500 м.

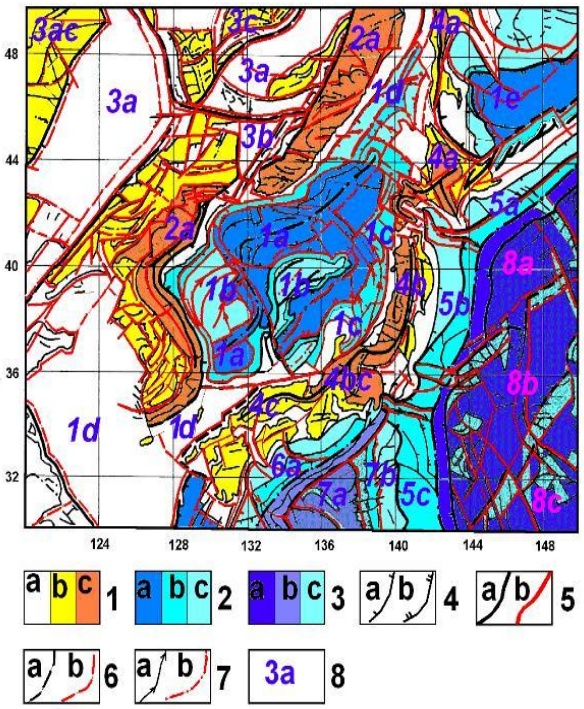


Рис. 1. Тенденции тектоники земной поверхности Япономорского регионa.

Легенда к рис.1.

1 – 3 – тенденции развития больших форм поверхности. **1** – деформации при активном эрозионно – аккумулятивном выравнивании. Ассоциации парагенезов: **a** – ровные почти горизонтальные поверхности шельфа; **b** – поднятые участки пенеплена и сглаженные денудацией горы; **c** – перестроенные в ходе деформаций горные системы. **2** –формирование окраинных морей. Ассоциации: **a** – деформированные прогибы дна; **b** – крутые участки склонов материка и островных дуг; **c** – гетерогенные участки склонов и отторженцы материковой поверхности. **3** – деформации океанского дна. Ассоциации парагенезов: **a** – деформированного спрединга и рассеянных деформации дна Северо-Западной котловины Тихого океана; **b** – отторгнутой поднятием впадины Филиппинского моря; **c** – протяжённых осложняющих структур **4 – 7** – тенденции простираний элементов морфоструктур (чёрным цветом – лини исходной карты, красным – обобщения по более подробным картам рельефа). **4** – границы склонов, уступов: **a** – верхние кромки **b** – нижние. **5** – протяжённые структурные линии: **a** – водоразделы, **b** – отчетливые границы ассоциаций. **6** – границы прерывистых групп парагенезов. **7** – оси прогибов: **a** – наклонных, **b** – с субгоризонтальным и слабоволнистым профилем. **8** – индексы ассоциаций парагенезов (цвет синий и розовый).

Тектонический контроль формирования рельефа здесь отражён в соотношениях крупнейших структур и концентраций мелких форм на них. Складчатое обрамление Японского моря представлено протяженными морфоструктурами горных массивов Сихотэ-Алиня,Корейского полуострова, Сахалина и Японских островов (индексы 2a и 4a,4b, …4c нарисунке), отделяющими его от материка, океана и окраинных морей. Соотношение больших форм и рельефа на них указывает на сложность коллизии между океаном и материком. Пенеплен окраины материка в кайнозое был отгорожен от Японского моря поднятиями 2a. Поднятия перестроили прежнюю, преимущественно, субширотную ориентировку реликтовых гор на пенеплене. Одновременно обновилась складчатость поднятий (ныне – островов) Сахалина, Хоккайдо, Хонсю. Здесь развивались деформации, изогнувшие субширотное прежде поднятие на участке Кюсю-Курилы до его современной формы. Сдвиговая составляющая по меридиональному Хонсю – Сахалинскому направлению не меньше расстояния от 36° с.ш. до 42° с.ш. На юг это направление продолжается Мариинским поднятием. Названные структуры одновременно со сдвигом испытывали переменное боковое давление. Об этом свидетельствуют особенности строения вершинных поверхностей и склонов больших поднятий. Вершинные поверхности имеют два субпараллельных гребня, один из которых резче выражен и моложе другого. Это хорошо заметно на Хонсю, Мариинской и Курильской структурах. Склоны поднятий резко различны по строению. Один всегда расчленён на много сильнее и другого. Такие особенности строения свидетельствуют о тенденциях сдвиго-взброса с одной стороны поднятия и сдвиго-раздвига или косого сдвига – с другой. Осложняющий склоны рельеф выстроен соответственно тенденциям в последовательности меняющихся деформаций, достигающих поверхности из тектоносферы.

Строение дна Японского моря носит признаки сильного поднятия, складчатости, эрозионного и аккумулятивного выравнивания. Такие же признаки, ещё

более отчётливыё, обнаруживаются в строении поверхности акустического фундамента [1,5].

На рис. 2 приведена схема, представляющая распространение и последовательность основных процессов, формирующих рельеф. Она построена на основе карты мощностей осадочного чехла Японского моря [1].

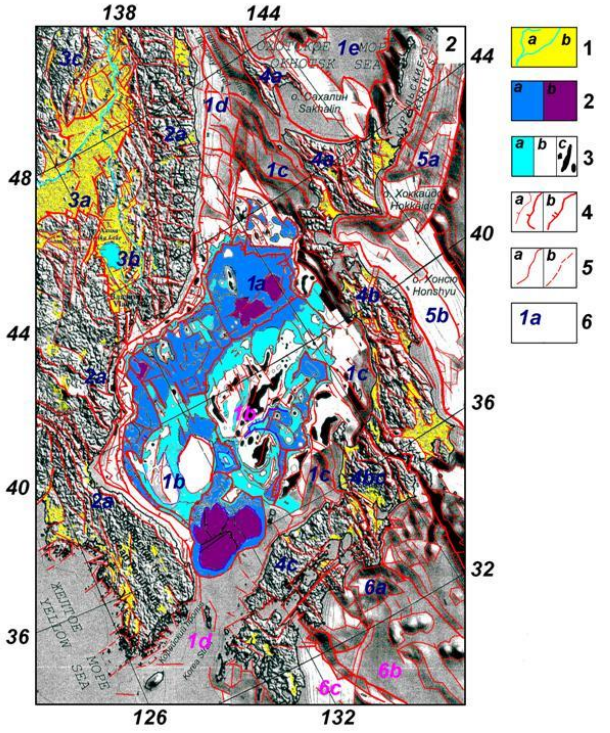


Рис. 2. Схема соотношений главных рельефообразующих процессов.

Легенда к рис.2.

1 – фрагменты рельефа суши: **a** – ровные участки поверхности **b** – реки и озеро Ханка. **2 – 3** – аккумуляция и эрозия дна Японского моря. **2** – заполнение прогибов. Мощности осадочного чехла: **a** -1 – 2 км, **b –** более 2 км. **3** – мощности осадочного чехла на склонах и поднятиях: **a** – 1 – 0,5 км, **b** – 0,5 км и менее, **c** – отсутствие чухла. **4 – 5** – структурные линии. **4** – кромки склонов и уступов: **a** – верхние, **b** – нижние; широкими линиями ограничены склоны региональных морфоструктур **5** – выделение протяженных сочетаний форм и их элементов: **a** – по осям положительных и отрицательных форм, кромкам склонов; **b** - по цепочкам форм. **6** – индексы ассоциаций парагенезов, слагающих крупнейшие формы поверхности региона.

Кайнозойский этап формирования Японского моря отчётливо отражён в строении его осадочного чехла и акустического фундамента[4].

На рис. 2 этот этап отражён распределениями мощности осадочного чехла. Здесь дно Японского моря представлено вставкой версии рельефа в изолиниях в версию рельефную с подсветкой с востока. Обобщение тенденций строения в терминах легенды приводит к выводу о неоген-четвертичном обособлении современных контуров дна Японского моря: последние поднятые, опущенные или смятые отложения чехла имею четвертичный возраст. С учётом геофизических данных [5], схематично, ход тектонической эволюции, за время формирования Японского моря можно расчленить на три главных этапа. 1 – до кайнозойский. Японское и Охотское моря не были разделены Хонсю – Сахалинским поднятием, а Кюсю- Курильский участок трансрегиональной структуры поднятие-жёлоб отделял их от океана. В рельефе поверхностей дна, акустического фундамента, Мохоровичича выявляются кинематически связные фрагменты структуры окраинного моря, расчленённой активными кайнозойскими деформациями. 2. – этап отделения. Но начинался как усложнение прежней структуры в готерив-альбское время. Воздымание мантийного поднятия деформировало окраину материка, создав область плоского растяжения, ограниченную орогенным обрамлением по контуру. Оползание коры к краям поднятия и заложило начало современным очертаниям Японского моря и его складчатого обрамления, активизировав орогенез по обрамлению. 3. Посторогенный этап – проседание мантийного поднятия, формирование впадины Японского моря. Одновременно земная поверхность деформировалась пластично и посредством многочисленных разломов.

Выводы. 1. Строение рельефа тесно связано с тектоническими деформациями. 2. В объёме тектоносферы эти связи прослеживаются до верхней мантии включительно. 3. Направления развития деформаций и, соответственно, структурная организация рельефа в регионе менялись неоднократно в кайнозое, до него, и происходят сегодня. 4 Японское море

формировалось в два этапа: как часть крупной впадины над мантийным поднятием, фрагменты которых сохранились в Охотском море; и как гетерогенная впадина над мантийным поднятием, развитым после формирования Хоккайдо-Сахалинского участка трансрегионального гетерогенного горста.

Динамическая взаимосвязь поверхности со строением тектоносферы в недрах Земли доказывается сравнением структур поверхностей раздела. Она проявляется в сходстве форм, их ориентировок, размеров, соотношений границ и других признаков формирования или деформаций. Группы таких форм образуют парагенезы структур, характеризующие развитие деформаций в объёме тектоносферы. Они выражены в тектоносфере как плотностные, термодинамические неоднородности, как результат растяжений, сжатий, сдвига или изгиба в определимых направлениях. Подтверждением реальности выявленных парагенезов деформаций на поверхности являются аналогичные, почти совместимые в плане, структуры поверхностей акустического фундамента, Мохоровичича или структуры геофизических полей.

Методы сейсмическойс томографии подтверждают связь рельефа со строением тектоносферы [6].

Литература.

1. Атлас геология и полезные ископаемые шельфов России. ГИН. РАН. М. Научный мир,2004.
2. *Казанский Б.А.* Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер»: материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174 – 177.
3. *Лепешко В.В., Белоус О.В.* Закономерные структурные рисунки рельефа поверхности Мохоровичича в Охотоморском регионе // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны /Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2001. с. 138 – 143.
4. *Лепешко В.В. Мельниченко Ю.И.* Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIV тектонического совещания, т. 1. М. ГЕОС 2006г. С. 389 – 392.
5. *Сигова К.И.* Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990, 112 с.
6. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель) – М.:Научный мир, 2000г. 204 с.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ-ПАЛЕОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Летникова Е.Ф.
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, (efletnik@uiggm.nsc.ru)

Кузнецов А.Б.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, (antonbor9@mail.ru)

Изучение геодинамической эволюции литосферы Центральной Азии в настоящее время основывается в основном на данных, полученных в результате исследований магматических и метаморфических комплексов. При этом вещественные характеристики осадочных толщ, как правило, не являются значимыми при подобных реконструкциях. В то время как, анализ геохимических и изотопно-геохимических (Sm-Nd) характеристик терригенных отложений позволяет определять присутствие в обломочных породах продуктов разрушения субстратов различного возраста и генезиса, в том числе, синхронного с осадконакоплением - ювенильного. Изучение геохимического и изотопно-геохимического (Sr, C, O) состава карбонатных отложений дает информацию о геодинамических обстановках седиментогенеза, источниках поступления некарбонатного вещества этих осадков – терригенного или вулканогенного, в том числе гидротермального, и, в ряде случаев, позволяет определять временной интервал карбонатонакопления на основе данных хемостратиграфии. Все это дает возможность выявлять изменения редкоэлементного и изотопного состава осадков в зависимости от геодинамических обстановок и времени седиментации в пределах двух контрастных в тектоническом плане крупных структур – платформы и складчатого пояса.

Данная работа является первым обобщением накопленного авторами большого массива информации о изотопно-геохимических характеристиках осадочных комплексов различной степени метаморфизма как шельфа древних континентальных блоков, так и более короткоживущих систем – океанических островов и задуговых бассейнов.

В результате изотопно-геохимических исследований неопротерозойских терригенных Енисейского кряжа [5] четко прослеживается идентичность в распределении РЗЭ для изученных объектов и постархейского глинистого сланца (PASS), принятого за средний состав верхней континентальной коры. Отложения с туфогенной добавкой, понижающей Sm-Nd модельный возраст менее 2 млрд. лет, также сопоставимы с PASS, не находя никаких отличий в распределении РЗЭ. Это свидетельствует о накоплении этих отложений в обширных осадочных бассейнах на шельфе Сибирской платформы, где происходило перемешивание поступавшего обломочного материала, источники сноса которого длительное время оставались постоянными.

При этом в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы в неопротерозое существовали локальные осадочные бассейны. Петрохимические характеристики карагасской серии Бирюсинского Присаянья имеют ряд специфических особенностей не характерных для типичных аркозовых песчаников, которыми они являются на основе петрографических исследованиях. Для них типично крайне высокое для песчаников содержание K_2O и очень низкие концентрации Na_2O, MgO, FeOобщ. Относительно PASS терригенные отложения этой серии имеют более низкие концентрации радиоактивных, рассеянных и редкоземельных элементов. Реконструкции геодинамических обстановках седиментогенеза указывают на накопление во внутриплитных

платформенных обстановках. Модельный возраст изученных песчаников карагасской серии на основе Sm-Nd изотопных исследований составляет 2,3-2,4 млрд. лет. При этом следует отметить, что выделяемые в строении карагассакой серии свиты не имеют никаких изотопных, петро- и геохимических различий в составе песчаников и пелитов и показывают их выдержанность на протяжении всего разреза серии. Это однозначно указывает на единый источник сноса и накопление в узкий промежуток времени. На основе анализа минерального состава обломков и Sm-Nd данных источником сноса для терригеных пород карагасской серии являлись трахириолиты. Это указывает на близость питающей провинции, представленной только трахириолитами и быструю скорость седиментации отложений карагасской серии.

Другая ситуация возникает при изучении распределения РЗЭ в терригенных отложениях отдельных континентальных блоков в складчатом обрамлении. Так непортерозойские классические (калиевые) аркозы и алевролиты Актау-Джунгарского континентального блока, образовавшиеся в результате разрушения пород зрелой континентальной коры, но не сопоставимы в распределении РЗЭ с PASS. Рифейские Na-аркозы Тувино-Монгольского микроконтинента образовались в результате разрушения гнейсогранитов докембрийского континентального Гарганского блока и неопротерозойских вулканитов энсиалической сархойской палеодуги. Эти отложения также находят существенные отличия в распределении РЗЭ, имея при этом модельные возраста источников сноса превышающие 2 млрд. лет. При этом отложения неопртерозойского чехла Байдарикского блока (Центральная Монголия) представлены вакками и аркозами ульдзитгольской свиты, образовавшихся в основном в результате рециклинга более древних осадочных пород, и в меньшей мере, в результате разрушения гранитов и поступления пирокластического материала, связанного с базитовым вулканизмом. Полученные Sm-Nd модельные возраста для выделенных литотипов терригенных пород ульдзитгольской свиты имеют широкий диапазон возрастов. Основная группа образует интервал 1,9-2,8 млрд. лет. Причем базитовый источник характеризуется модельным возрастом в 1,9 млн. лет. Распределение РЗЭ в терригенных рециклированных отложениях ульдзитгольской свиты сопоставимо с PASS, что свидетельствует о том, что более осадки fist cycle послужившие источником обломочного материала для пород этой свиты формировались в пределах обширного осадочного бассейна, где происходило перемешивание взвешенного материала. В то время, как накопление самих осадков ульдзитгольской свиты, как и отложений непоротерозойских обломочных пород Актау-Джунгарского, Тувино-Монгольского докембрийских континентальных блоков происходило в локальных бассейнах, вне связи с осадочными бассейнами крупных платформ, где не происходило усреднение состава обломочных пород.

Карбонатная седиментация в неопртерозое в пределах юга Сибирской платформы активно протекала в пределах Енисейского кряжа и представлена известняками и доломитами в разрезах сухопитской, тунгусикской и широкинской сериях. Эти отложения накапливались в мелководных обстановках шельфовой зоны Сибирской платформы. Основными источниками сноса, в данном случае, послужили докембрийские породы фундамента Енисейского кряжа, входящего в состав платформы, и базиты, кратковременное существование которых среди пород питающих провинций подтверждается как изотопно-геохимическими исследованиями терригенных отложений тунгусикской серии [7], так и результатами наших геохимических исследований. При этом на основе полученных первых данных Sr-хемостратиграфии, подтверждая неопртерозойский возраст этих осадков, мы склоняемся к тому, что возрастной интервал карбонатонакопления в пределах

Енисейского кряжа был более узкий и ряд свит и серий являются фациальными аналогами, накапливающихся в одно время.

В венде- кембрии происходила основная эпоха осадконакопления в пределах Палеоазиатского океана. Для отложений юга Сибирской платформы (оселковая, байкальская серии и усть-тагульская свита) прослеживается та же тенденция, что и для неоптерозойских отложений. Основными источниками сноса для них служили породы фундамента и чехла Сибирской платформы. С кратковременным вкладом пирокластического материала в верхних частях разрезов байкальской и оселковой серий.

Терригенная седиментация в пределах отдельных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса разнообразна и отражает локальные источники сноса обломочного материла, представленного породами непоротерозойской коры с модельными возрастами от 1,1 до 1,3 млрд. лет. Лишь в пределах Дзабханского микронтинента, где установлен наиболее полный разрез вендской системы Азии, представленный непрерывной последовательностью морских отложений (снизу вверх) — тайширской, цаганоломской и баянгольской свит, залегающих с угловым несогласием на вулканогенно-осадочной дзабханской серии верхнего рифея (770-805 млн. лет [11], прослеживается влияние раннедокембрийских источников. Терригенные отложения цаганоломской свиты накапливались в пределах континентального блока и сформировались в результате рециклинга терригенных отложений, образовавшихся за счет разрушения пород гранитоидного состава. Это свидетельствует о существовании на протяжении длительного времени в пределах древнего континентального блока стабильного пассивного тектонического режима. Накопление терригенных пород баянгольской свиты, после перерыва в седиментации, происходило в пределах шельфа Дзабханского микроконтинента, но источником поступления обломочного материала в большей мере послужили кристаллические образования активной континентальной окраины, представленные, возможно, породами дзабханской серии.

На основе анализа полученных геолого-геохимических характеристик карбонатных отложений в пределах северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана можно выделить следующие типы геодинамических обстановок, благоприятных для накопления карбонатных отложений – субплатформенные, задуговых бассейнов и океанических островов (гайот) [3, 4]. Изменение обстановок карбонатонакопления во времени связано с процессами эволюции Палеоазиатского океана. Так в венде в краевых частях Сибирской платформы в мелководных шельфовых обстановках накапливались субплатформенные карбонатные отложения байкальской серии, характерными геохимическими особенностями для которых является вышекларковое содержание Zr и Ba, а так же элементов кислой специализации – Pb, Sn, Zn и Be. Вклада пирокластического или гидротермального материала в формирования этих осадков не происходило. На границе венда-кембрия на вновь созданных составных террейнах (Тувино-Монгольский, Батененвский и Амалатский) начинается накопление «перекрывающих» шельфовых отложений, так же отвечающих субплатформенным характеристикам. Для нижних частей разреза характерны вышекларковые содержания Mn, Ni, Co, Sc. Далее по разрезу наблюдается уменьшение содержаний всех основных типоморфных и примесных элементов и эти отложения, из всех изученных, является наиболее химически чистым.

В раннем палеозое в обрамлении Сибирского кратона в обстановках задуговых бассейнов происходило накопление осадочно-вулканогенных толщ. Карбонатные отложения, входящие в их состав, при близких геохимических составах с одновозрастными субплатформенными отложениями отличаются от них повышенными

содержаниями Ba и очень высокими содержаниями Sr.

Для марганцевых руд, приуроченных к этим бассейнам получены первые Sm-Nd характеристики венд-раннекембрийских марганцевых руд. В совокупности с геохимическими характеристиками и распределением РЗЭ в них стало возможным реконструкция обширных гидротермальных полей в пределах южного обрамления Сибирской платформы и пространственного расположения относительно нее изученных марганценосных задуговых бассейнов. Согласно классификациям Бострёма (1973) [10] и Страхова (1976) [8] к металлоносным осадкам (МО) можно отнести породы Цаган-забинского рудопроявления (Приольхонье), Икатского месторождения (Икатский хребет, Восточное Забайкалье), и несколько проб гондитов Слюдянской серии (Южное Прибайкалье). Марганецсодержащие породы итанцинской серии (Морской хребет, Восточное Забайкалье) по своим характеристикам не отвечают МО, хотя так же приурочены к осадочно-вулканогенным отложениям венда-кембрия. При изучении распределения РЗЭ в марганцевых руд следует понимать, что накопление этих пород происходило на удалении от места поступления вещества в бассейн седиментации. Для современных МО транспортировку, в том числе редкоземельных, элементов определяют миграцией в составах плюмов положительной и нейтральной плавучести [1, 2]. Всплывающий плюм с положительной плавучестью характеризуется отсутствием Ce аномалии и выраженной Eu положительной аномалией. РЗЭ в составе плюма с нейтральной плавучестью могут мигрировать на сотни километров от источника поступления. Для них типичны Ce отрицательная и положительная Eu аномалии или их отсутствие.

Для марганцевых руд месторождения Подикат, рудопроявления Цаган-Забинского и частично для Слюдянского, в не зависимости от степени метаморфизма типична ярко выраженная положительная Eu аномалия и вариации в поведении церия – отрицательная аномалии или ее отсутствие. В породах Итанцинскго рудопроявления и, отчасти Слюдянского, РЗЭ имеют распределение близкое к нормальноосадочному и характеризуются пологим наклоном с Eu отрицательной аномалией и отсутствием Ce аномалии.

Значения ε_{Nd}(500 млн. лет) в Mn-породах Слюдянского рудопроявления варьируют от -6.5 до -7.9, Цаган-забинского - от +1.0 до -3.8, Итанцинского - от -8.2 до -9.2, а в Подикатском месторождении - от -4.9 до -5.6. Перечисленные характеристики указывают на то, что отложение Mn-руд Цаган-забинского рудопроявления происходило в непосредственной близости от гидротермального источника. Этому не противоречат Rb-Sr характеристики, которые показывают, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в марганценосных осадках было ниже, чем в морской воде венд-кембрийского океана, 0.7062-0.7082 против 0.7070-0.7092.

В отличие от этого, накопление Mn-осадков других рудных полей было несколько удалено от действующих гидротермальных источников и приближено к области разгрузки континентальной коры, которой в венде-кембрии могла быть близлежащая Сибирская платформа. По степени удаления от гидротермальных источников объекты можно расположить в следующем порядке: Подикатское месторождение – Слюдянское рудопроявление – Итанцинское рудопроявление. Учитывая новые результаты палеомагнитных исследований в определении сдвиговых составляющих Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в венде-кембрии [6] можно предположить пространственное расположение марганценосных осадочных бассейнов в это время.

В кембрии в пределах островодужных террейнов на вулканических постройках формировались мелководные карбонатные микроплатформы (тип гайот). Их мелководная часть обогащена Ba (до 2 %), а более глубоководные разности, содержат в

достаточно большом количестве терригенную примесь и резко отличаются от всех выделенных типов вышекларковыми содержаниями практически всех основных типоморфных и примесных элементов, за исключением элеменов-примесей кислой специализации – Pb, Sn, Be.

Для изученных карбонатных отложений типично три типа распределения РЗЭ. Для карбонатных отложений океанических островов характерен плоский тренд распределения РЗЭ (LREE/HREE<2), для карбонатных отложений задуговых бассейнов слабонаклонный (LREE/HREE от 4 до 2) и пологонаклонный для древних континентальных блоков и микроконтинентов - (LREE/HREE > выше 4). Влияние гидротерм на состав карбонатного осадка открытого океанического бассейна прослеживается по положительным Ce и Eu положительным аномалиям. В изученных породах Eu/Eu* значения более 0,7 характерны для разновозрастных островодужных и докембрийских субплатформенных карбонатных отложений, а менее 0,7 для раннепалеозойских карбонатных пород шельфа и задуговых бассейнов [3].

Таким образом, проведенное первое обобщение разрозненных изотопно-геохимических данных полученных авторами для осадочных комплексов тектонических блоков разного типа и ранга в пределах Палеоазиатского океана позволяет ставить под сомнение его существование, по крайней мере, его восточного сегмента в неопротерозое, т.к. основная масса, в том числе, метаморфизованных, терригенных и карбонатных отложений, многообразие обстановок их седиментогенза приходится на венд-кембрий. В неопртерозое седиментация происходила в бассейнах Сибирской платформы и отдельных докембрийских континентальных блоков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 09-05-01030, 09-05-12004-офи_м, 10-05-00971), Президиума СО РАН (проект № 19).

Литература

1. Гуревич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1998. – 337 с.
2. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. - М.: Наука, 2006. - 360 с.
3. Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. АН. - 2003. - Т.393. - №2. - С.235-241.
4. Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. - 2005. - №1. - С.70-81.
5. Маслов А.В., А.Д.Ножкин, В.Н.Подковыров, Е.Ф Летникова, О.М. Туркина, Д.В.Гражданкин, Н.В.Дмитриева, М.В.Ишенская, М.Т. Крупенин, Ю.Л.Ронкин, Э.З.Гареев, С.В.Вещева, О.П.Лепихина. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. – Екатернибург: изд-во УрО РАН. 2008. 274 с.
6. Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Сдвиговая тектоника в истории Сибирской континентальной плиты и связь с процессами роста и деформации коры Центральной Азии по палеомагнитным данным // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ: Материалы XLIII Тектоническогосовещания. - М.: ГЕОС, 2010. - Т. 2. - С. 51-55
7. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопная систематика метапелитов Енисейского кряжа //Литологические аспекты геологии слоистых сред. Екатеринбург, 2006. - С. 195-196
8. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанскоголитогенеза. М.: Наука, 1976. 298 с.
9. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав иэволюция. Пер. с англ. - М.: Мир, 1988, 384 с.
10. Bostrom K. The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments // Stockholm Cont. in Geology. 1973. V. XXVII.№2. P.159-174
11. Levachova N.M., Kalygin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from Paleomagnetism and Geochronology // Tectonophysics. – 2010. V.485. – P. 306-320.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕРНИСТОГО ГАЗА С ПОРОДАМИ

Ли Е.Ю.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(greenjane@yandex.ru)

Введение

Результаты исследований системы [$SO_2 \pm O_2$ - горная порода] могут быть использованы для решения фундаментальных задач геохимии и космохимии – изменения силикатных пород под влиянием сернистого ангидрида при магматизме и гидротермальном метасоматозе в Земной коре и на поверхности планет и спутников в Солнечной системе, а также в прикладной области – в целях разработки методики удаления серы из газовой фазы в промышленных выбросах. Выполненных к настоящему времени исследований [4, 5, 6, 7 и др.] еще недостаточно для получения полного представления о процессах взаимодействий в системе [сернистый ангидрид – горная порода].

Проведение экспериментов в широком интервале условий представляет весьма трудоемкую задачу. Эффективный дополняющий метод – термодинамическое моделирование равновесного состава многокомпонентной системы [$SO_2 \pm O_2$ - горная порода], позволяющее провести интерполяцию и экстраполяцию данных на не изученные экспериментально T-P-X-условия. Цель данной работы - построение термодинамической модели, которая позволила бы оценить, какие твердые фазы образуются в результате взаимодействий в системе [$SO_2 \pm O_2$ - горная порода], как меняется состав газовой фазы и есть ли зависимости фазового состава от температуры. Для достижения этой цели были проведены серии расчетов состояния системы в широком интервале температур, выполнена их верификация по высокотемпературным экспериментам, и дан прогноз поведения SO_2 при более низких температурах в условиях, приближенных к приповерхностным.

Конструкция модели

Система сернистый ангидрид – горная порода является многокомпонентной гетерогенной системой, включающей ряд индивидуальных фаз и флюид переменного состава.

Для интерпретации результатов моделирования удобно пойти по пути последовательного усложнения модели. Сначала нами был проведен расчет равновесий для взаимодействия SO2 с мономинеральной твердой фазой. На этом этапе рассматривались реакции газовой фазы с альбитом и диопсидом. Затем (второй этап) система была усложнена по химическому составу - [SO2 ± O2 - базальт].

При верификации физико-химическая модель была максимально приближена к экспериментальным исследованиям (850, 650 и 450ºC, 3-10 бар) [1]. Массив исходных данных представлял собой результаты рентгено-флуоресцентного анализа минералов и базальта, использованных в эксперименте. Состав исходных пород был упрощен путем удаления таких элементов как фосфор, хлор, титан, марганец и стронций. Для удобства моделирования составы пересчитывались из элементов в индивидуальные вещества.

На втором этапе были проведены расчеты в широком температурном диапазоне: от 100 до 850ºC. Проводилось моделирование для систем [SO2 - базальт], [SO2 ± O2 - базальт], а также для системы [SO2 ± O2 - H2O - базальт] для максимального приближения условий расчетов к природным приповерхностным условиям. В целом изучаемая система включала 10 элементов (Al, Ca, Fe, H, K, Mg, Na, O, S, Si). Физико-химическая модель учитывала все минералы, которые

могли присутствовать в такой системе и для которых имелись достаточные термодинамические данные (51 фаза).

В модели с базальтом были проведены расчеты равновесных составов систем с меняющимся соотношением газ – порода. Для этого расчет проводился по шагам (количество шагов 100). При этом на каждом шаге в систему, исходно содержавшую 100 г базальта, добавлялось по 0,1 моль SO2. При расчете системы [SO2 ± O2 - H2O - базальт] количество воды было оценено исходя из допущений о том, что изначально ею занято поровое пространство породы (2% по объему).

Расчеты проводились с помощью программного пакета HCh [3]. Источником термодинамических данных в работе служил банк данных UNITERM (Шваров Ю.В., Борисов М.В., Гричук Д.В., кафедра геохимии МГУ). Недостающие данные по сульфатам натрия, магния, кальция, калия, алюминиевым квасцам и муллиту были взяты из справочника [2].

Результаты моделирования

В расчетах систем с мономинеральной силикатной фазой получен простой вид преобразования минерального состава: с увеличением количества SO2 в системе растет процентное содержание сульфатов и новообразованных минералов. Для альбита в качестве конечных продуктов получены диоксид кремния (кристобалит), силлиманит и сульфат натрия. В системе [диопсид - SO2 - O2] при моделировании получены кремнезем и ангидрит, а также энстатит.

На рис.1 представлен результат расчета системы [SO2 ± O2 - базальт] при температуре 850ºС. Видно, что после добавления 3,2 моль ангидрида система выходит на стационарное состояние, и продуктами взаимодействия является следующая ассоциация: сульфаты магния, кальция и натрия, калиево-алюминиевые квасцы, силлиманит, гематит и кварц.

Вместе с тем, расчетные результаты позволяют охарактеризовать продукты взаимодействия, возникающие на начальных его шагах. При небольшом количестве добавленных сернистых соединений в системе устойчивы сульфиды железа (пирротин, пирит) и магнетит. При добавлении примерно 30 граммов флюида

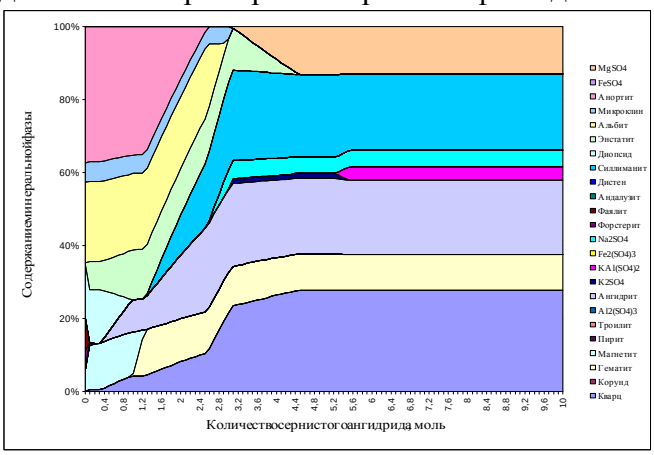


Рис. 1. Результаты взаимодействия в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=850ºC, p=3 атм.

на 100 г породы в системе появляется ангидрит, и количество его быстро возрастает до более чем 20% от массы продуктов. При добавлении 80 г флюида магнетит замещается на гематит. Первичные минералы базальта полностью исчезают при добавлении примерно 250 г флюида на 100 г породы. Остаточная ассоциация (кварц + гематит + силлиманит + сульфаты) в целом отвечает характерной для вторичных кварцитов.

В интервале температур от 750ºС до 550ºС фазовый состав продуктов реакции изменяется (рис.2). На момент окончания расчетов (добавление в систему 10 моль сернистого ангидрида) мы наблюдаем следующие минеральные фазы: сульфаты магния, натрия и кальция, двойной сульфат алюминия с калием, кварц и гематит, а также сульфат алюминия вместо

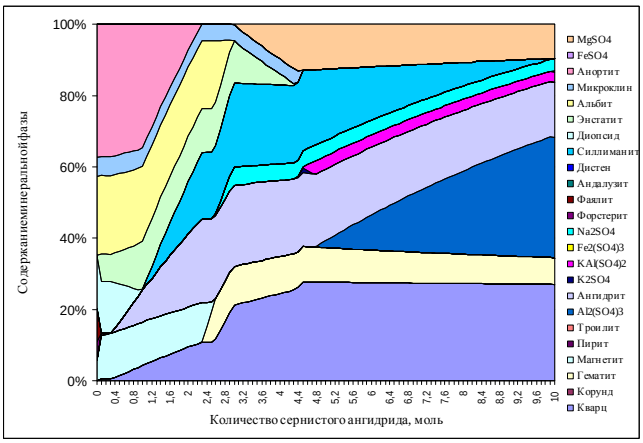


Рис. 2. Результаты взаимодействия в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=750ºC, p=3 атм.

полученного при более высоких температурах силлиманита.

При расчете системы [базальт - SO_2 - O_2] при температурах от 500 до 100ºC (рис.3) количество гематита в продуктах реакции уменьшается и вместо него появляется сульфат железа. В итоге мы получили ассоциацию, содержащую 6 сульфатов (магния, железа, натрия, кальция, алюминия и калиево-алюминиевые квасцы) и кварц с небольшим количеством гематита.

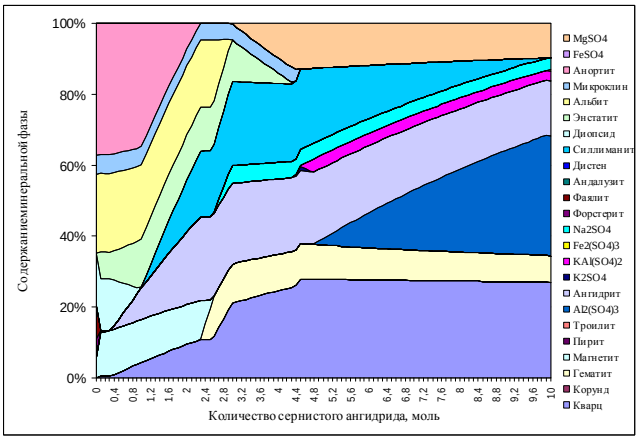


Рис. 3. Результаты взаимодействия в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=500ºC, p=3 атм.

При моделировании взаимодействия в системе [базальт - SO_2 - O_2 - H_2O] были получены те же самые 3 разные ассоциации минеральных фаз в различных температурных диапазонах, что и в безводной системе. Отличие выразилось лишь в том, что на промежуточных этапах в расчетах появляются силикатные минералы с входящими в структуру молекулами воды (флогопит, мусковит, эпидот, тремолит и др.).

Помимо распределения минеральных фаз, были изучены зависимости содержания SO_2 во флюиде в системе [базальт - SO_2 - O_2]. При температурах 800-850ºC на достаточно большом интервале наблюдается буферирование уровня сернистого ангидрида в газовой фазе. Оно связано с началом образования сульфатов и продолжается до момента исчезновения первичных минералов базальта. Единственный скачок в этом промежутке связан с тем, что в то время как магнетит замещается гематитом, связывание серы в твердую фазу не происходит. После разложения всех первичных силикатов количество SO_2 во флюиде неограниченно растет (рис.4).

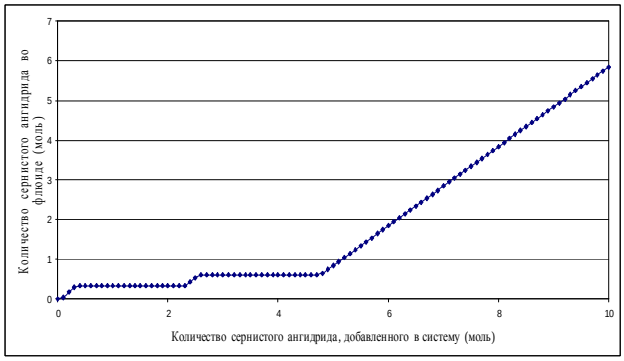


Рис. 4. Содержание сернистого ангидрида в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=800ºC, p=3 атм.

В температурном интервале 700-750ºC выделяются 2 скачкообразных промежутка, в которых сера из флюида не поглощается базальтом. Первый из них связан с исчезновением в системе сульфидов (пирит, пирротин), а второй – с преобразованием магнетита в гематит. Однако в этом случае количество серы в газовой фазе остается постоянным во всем исследуемом интервале.

При понижении температуры до 550-650ºC значимым для связывания серы в твердую фазу остается только второй скачок (фиксирующий переход железа из одного оксида в другой), после которого уровень серы во флюиде постоянен (рис.5).



Рис. 5. Содержание сернистого ангидрида в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=650ºC, p=3 атм.

Характер поведения серы во флюиде изменяется при понижении температуры до 500ºC (рис.6). После исчезновения первичных минералов базальта образуется устойчивая ассоциация, состоящая из различных сульфатов, андалузита, кварца и гематита. Практически сразу после этого железо из гематита превращается в сульфат и связывает всю серу из газовой фазы.



Рис. 6. Содержание сернистого ангидрида в системе [$SO_2 \pm O_2$ - базальт].
Термодинамический расчет T=500ºC, p=3 атм.

Такой характер распределения серы во флюиде наблюдается до температуры 400ºC. От 350ºC и ниже содержание серы в газовой фазе на всех этапах стремится к нулю.

Верификация модели

В целом результаты моделирования мономинеральных систем (850ºC) оказались близки к эксперименту по набору минеральных фаз. Исключение составляет лишь форма силиката алюминия – в расчетах был получен силлиманит, в то время как при расшифровке рентгеновских спектров обнаружен муллит.

Сравнивая полученный фазовый состав в системе [базальт - SO_2 - O_2] с соответствующими экспериментами можно увидеть, что отличие заключается в том, что помимо обнаруженных с помощью РФА фаз расчет дает также сульфат натрия и двойной сульфат калия и алюминия. Однако суммарное расчетное содержание Na_2SO_4 и $KAl(SO_4)_2$ согласно данным моделирования составляет не более 10%, поэтому, возможно, они не были идентифицированы при расшифровке рентгеновских спектров.

Важным результатом является обнаружение сульфата железа при анализе твердых продуктов экспериментов, проведенных при 450ºC, что является показателем правильности модельных расчетов.

Таким образом, результаты моделирования взаимодействия базальта с избытком флюидной фазы в целом согласуются с данными эксперимента, также поставленного с условием избытка флюида.

Заключение

Таким образом, результаты проведенных расчетов показывают:

1. Термодинамическая модель в целом правильно воспроизводит результаты экспериментов при T в интервале от 450 до 850ºC.

2. По данным моделирования характер взаимодействия сернистого ангидрида с базальтом в целом не меняется в широком интервале температур, приводя при избытке флюидной фазы к образованию в высокотемпературной области сульфатов металлов (Na, K, Ca, Mg), кварца и гематита, а при понижении температуры – также сульфатов Al и Fe.

3. Образование сульфатов буферирует уровень содержания SO_2 во флюиде, причем этот уровень зависит от температуры (снижается с падением температуры). Буферный эффект проявляется до исчезновения первичных минералов базальта, после чего количество SO_2 в системе неограниченно возрастает.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №09-05-00865.

Литература

1. *Ли Е.Ю., Чареев Д.А., Шилобреева С.Н., Гричук Д.В., Тютюнник О.А.* Экспериментальное исследование взаимодействия сернистого ангидрида с силикатами и алюмосиликатами при температурах 650 и 850°С. - Геохимия, №10, 2010, стр. 1105-1112.
2. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971.
3. *Шваров Ю.В.* Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов. -Геохимия, 1999, № 6, стр. 646-652.
4. *Johnson M.L., Burnett D.S.* SO_2-rock interaction on Io - Reaction under highly oxidizing conditions. - Journal of Geophysical Research, 1993, v.98, no. E1, p.1223-1230.
5. *Palandri J.L., Rosenbauer R.J., Kharaka Y.K.* Ferric iron in sediments as a novel CO_2 mineral trap - CO_2-SO_2 reaction with hematite. - Applied Geochemistry, 2005, v.20. no. 11, p.2038-2048.
6. *Xu T. et al.* Modeling multiphase non-isothermal fluid flow and reactive geochemical transport in variably saturated fractured rocks: 1. Methodology. - American Journal of Science, 2001, v.301, no. 1, p.16–33.
7. *Xu T., Apps J.A., Pruess K., Yamamoto H.* Numerical modeling of injection and mineral trapping of CO_2 with H_2S and SO_2 in a sandstone formation. - Chemical Geology, 2007, vol. 242, no. 3, p.319–346.

ПОСТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВАНИИ МАРКОВСКОГО АНАЛИЗА ГИПСОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Либина Н.В. [а], **Черников А.Г.** [б].

[а] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия,*
[б] *ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», пос. Развилка, Московская обл., Россия*
(*A_Chernikov@vniigaz.gazprom.ru*)

Каспийское море является крупнейшей акваторией нефтегазоностной провинции, в которой выделяются три крупных нефтегазоносных бассейна – Северо-Каспийский (палеозойский, связанный с герцинским этапом), Северо-Кавказско-Мангышлакский (мезозойский, связанный с раннеальпийской складчатостью) и Южно-Каспийский – кайнозойский, позднеальпийский). Геологические структуры Каспийского морского бассейна наложены на глубинную систему геоблоков, расположенных в зоне сочленения Аравийской и Евразийской литосферных плит. В региональном плане Прикаспийский бассейн окружен пассивными континентальными палеоокраинами, развитыми по периферии Центрально-Каспийского океанического рифта.

Результаты многолетних геолого-геофизических исследований региона позволили выяснить основные черты его структуры, определить главные этапы геологической истории, сформировать обобщенные представления о геологии и нефтегазоносности бассейна. Однако, для формирования обновленной структурно- и историко-геологической модели Каспийского региона, прежде всего необходимо обобщить, проанализировать и уточнить накопленные данные о глубинном строении и геодинамике земной коры и осадочного чехла акватории [3]. Существенная роль в решении этих задач отводится методам геотомографии, в различных вариантах – сейсмическом, гравитационном, электромагнитном и термическом.

Авторами представленного материала разработан принципиально новый способ изучения глубинного строения массива – марковская гипсотомография [4]. Суть способа состоит в следующем. Известно, что многие природные процессы, в том числе геологические, характеризуются тем, что в них наблюдается некоторое влияние предшествующих событий на последующие, но это влияние обладает короткой «памятью» - распространяющейся только на один шаг. Такие процессы получили название марковских, в честь разработавшего в 1907 году эту теорию российского математика А.А.Маркова. Однако, согласно теории марковских процессов, если мы создадим такое условие, при котором вероятность следующего перехода будет зависеть более чем от одного события, то область влияния предыдущего состояния будет расширена. К примеру, таким добавочным условием может быть изменение длины анализируемой марковской последовательности. Увеличивая длину последовательности, описывающей изменчивость марковости свойств поверхности, мы получим информацию о более удаленных событиях т.е. о залегающих под земной поверхностью геологических формациях [2]. Описываемый способ изучения глубинного строения массива горных пород базируется на предположении о наследовании марковских свойств рельефа поверхности подстилающих горизонтов в марковских свойствах поверхности перекрывающих наслоений.

Основой для опробования методики прогноза глубинного строения в условиях расчлененного рельефа послужила цифровая 30-секундная батиметрическая карта Каспийского моря и прилегающих территорий [1].

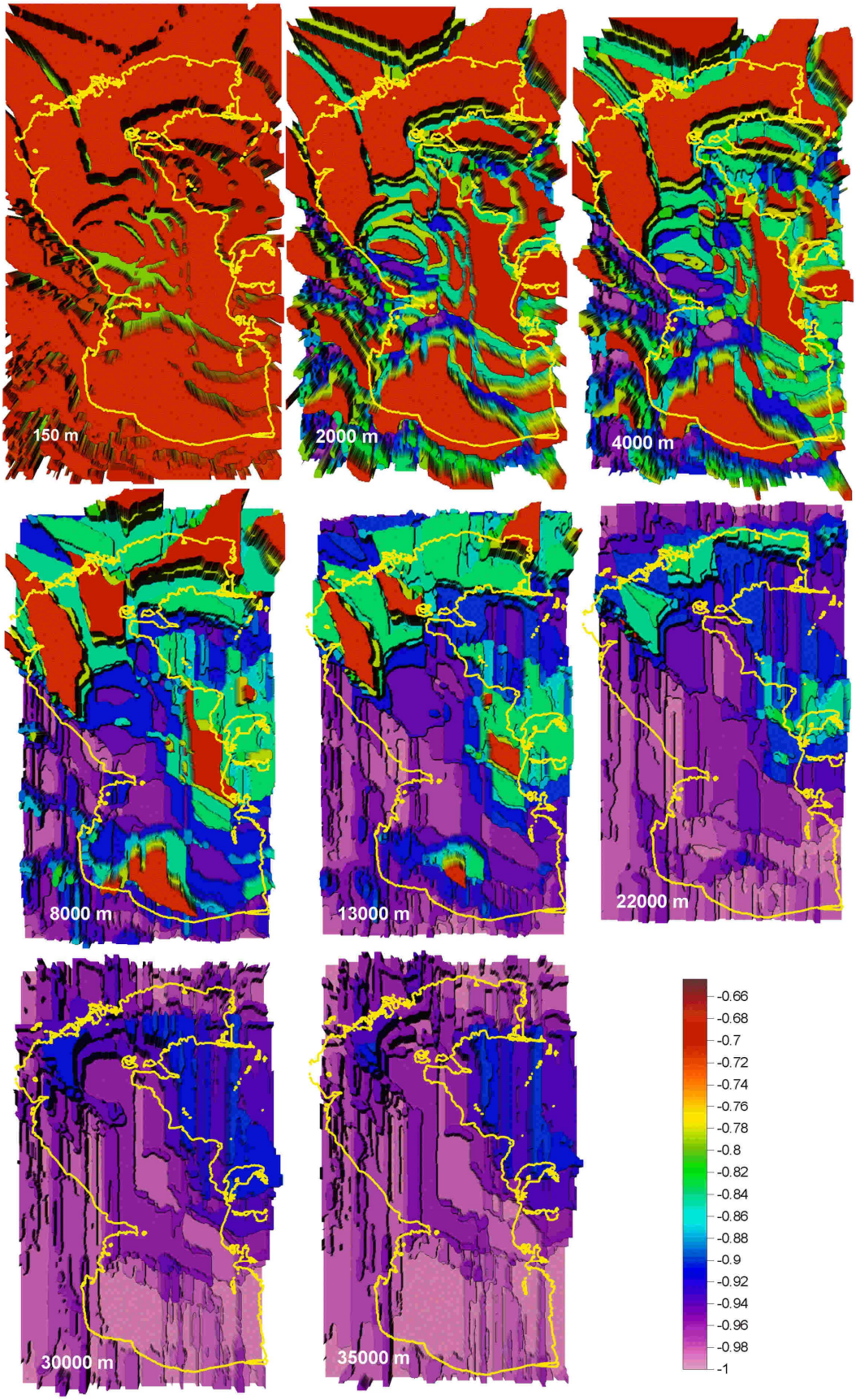


Рис. 1. Схемы площадного распределения разновозрастных геологических формаций на глубинных томограммах (срезах) 3-Д модели Каспийского региона, рассчитанной методом марковской гипсотомографии

Площадь, определенная для зондирования представлялась в виде регулярной сетки, в узлах которой определены гипсометрические отметки. Площадь моделирования представлена прямоугольником размером 7^0x12^0, с расстоянием между узлами 1`, а выбранная частота зондирования (число марковских состояний в последовательности) и длины зондирующих последовательностей обеспечили расчет марковских свойств массива в интервале глубин от 0.15 до 30 километров. По рассчитанному кубу изменчивости марковских свойств были построены томограммы (глубинные срезы), отражающие площадную изменчивость марковских свойств на различных глубинах (Рис. 1). Представленные томограммы соответствуют геологическим отложениям начиная от четвертичного возраста до древнего (AR-PR) фундамента.

Расчетные глубины приведены на томограммах в метрах. Цветовая шкала соответствует разновозрастным формациям от молодых – темно-красные до древних – фиолетовые. Числа на цветовой шкале - значения рассчитанных на модели марковских свойств.

Предварительный анализ рассчитанной 3-D марковской геомодели Каспийского региона показал:

Модель в целом не противоречит современным геологическим концепциям.

Марковский анализ батиметрических отметок позволяет получать независимую от традиционных геологических способов информацию о геологических объектах, включая оценки их стратиграфической принадлежности и тектонического строения.

Ретроспективный анализ рассчитанных глубинных срезов может оказаться полезным для воссоздания истории геологического развития региона и, как следствие, для прогноза перспектив его нефтегазоносности.

Для слабо изученных в геологическом плане регионов гипсотомография может служить источником априорной информации, а также стать основой для включения в единую модель разнотипных по используемым методам и фрагментированных в геологическом пространстве уже имеющихся данных.

Литература

1. *М.В. Болгов, Г.Ф. Красножон, А.А. Любушин.* Каспийское море: экстремальные гидрологические события. - М.: Наука, 2007, 382 с.
2. *Вистелиус А.Б.* Основы математической геологии.Л.Наука,1980
3. *Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В.* Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. – 342 с.: ил.
4. *Черников А.Г., Матушкин М.Б., Либина Н.В.* Изучение внутреннего строения Земли на основе марковского анализа гипсометрии ее поверхности. М., «Разведка и охрана недр» №2, 2001, с. 57-59.

ДВУХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КЛАСТИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НЕОКОМСКОГО КЛИНОФОРМЕННОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Линев Д.Н.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(dmitriylinev@yandex.ru)

Введение

В последние десятилетия сфера компьютерных технологий развивается особенно бурно. Неотъемлемой их частью является компьютерное моделирование, заключающееся в проведении серии вычислительных экспериментов на компьютере, целью которых является анализ, интерпретация и сопоставление результатов моделирования с реальным поведением изучаемого объекта, и, при необходимости, последующее уточнение модели.

Данная работа посвящена компьютерному моделированию седиментологических процессов в условиях конуса выноса дельты реки. Для решения данной задачи был разработан программный модуль. Для разработки была выбрана среда Borland C++ Builder 5 как наиболее удобная и хорошо изученная автором.

Входные данные

Входными данными для моделирования являются:

1. Исходный рельеф моделируемой области
2. Приток и отток кластического материала на границах области (или закон изменения их во времени)
3. Кривая колебаний уровня моря для моделируемой области
4. Набор коэффициентов, отвечающих за скорость размыва и переноса осадков в подводной и аэральной обстановке.
5. Некоторые опции, отвечающие за выбор того, или иного алгоритма расчета литологического накопления, или новообразованного рельефа.

Расчет

Мобилизация и перенос терригенных осадков могут быть описаны следующим дифференциальным уравнением

$$\frac{dh}{dt} = k\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

Левая часть уравнения представляет собой величину изменения высоты рельефа с течением времени, то есть моделируемый процесс осадконакопления. В правой части: k – константа, отвечающая за скорость размыва, умноженная на вторую частную производную функции рельефа, представляющую собой кривизну рельефа в данной точке.

Поток мобилизованного материала в системе описывается формулой

$$q = -k\frac{\partial h}{\partial x}$$

и представляет собой произведение производной функции рельефа, по сути являющейся тангенсом угла наклона касательной к линии рельефа в данной точке на коэффициент, отвечающий за скорость размыва.

Разработанная в настоящей работе модель основана на численном решении этого уравнения. В ходе основного цикла расчета значения высоты в каждой точке пересчитываются с использованием значений в соседних точках. Расчет происходит по формуле, представляющей собой дискретизированную форму дифференциального уравнения переноса осадков.

Результаты моделирования

Результатами моделирования являются:

1. Грид литологического наполнения моделируемой области

2. Конфигурация геологических границ (рис. 1)

Разработанный программный комплекс может быть использован для:

1. Восстановления условий условия осадконакопления в исследуемом регионе
2. Восстановления кривой колебаний уровня моря в исследуемом регионе
3. Корреляции клиноформенных комплексов
4. Корреляции, интерпретации и повышения разрешающей способности сейсмических профилей.

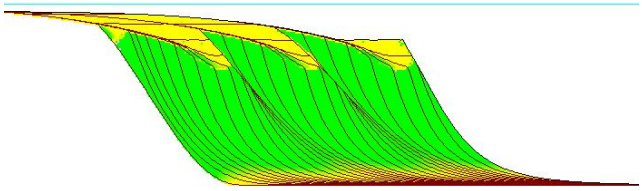


Рис. 1 Разрез тестовой области, полученный в результате моделирования.

Моделирование неокомского клиноформенного комплекса Западной Сибири

С использованием разработанной программы было проведено моделирование неокомского клиноформенного комплекса Западной Сибири. На рис. 2 показан сейсмический профиль по данной области.

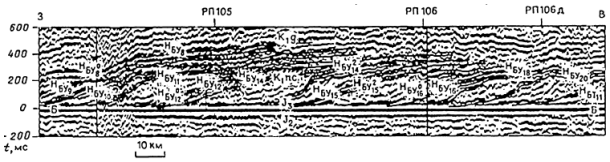


Рис. 2 Временной разрез по неокомскому клиноформенному комплексу (А.А. Нежданов, В.А. Пономарев).

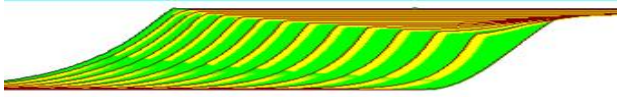


Рис. 3 Геологический разрез, полученный по результатам моделирования



Рис. 4 Синтетический сейсмический профиль по разрезу, построенному с помощью программы

На рис. 3 показан геологический профиль по исследуемому региону, а на рис. 4 - синтетический сейсмический профиль, построенный по нему с использованием программы, разработанной автором ранее. Анализ и сравнение трех приведенных профилей позволяет судить о корректности работы программы и получаемых ей результатов, и сделать несколько выводов об особенностях формирования исследуемого региона:

1. Общее поднятие уровня моря относительно дна бассейна (вызванное, вероятнее всего, тектоническим погружением бассейна), что в целом соответствует исследованиям, проводимым по данной территории (А.А. Нежданов, В.А. Пономарев 2000)
2. Анализ полученного в результате моделирования распределения песчаников и глин в целом подтверждает данные, полученные при исследовании территории (В.Н. Нестеров, В.В. Харахинов 2006)
3. На синтетической сейсмограмме хорошо видно общее клиноформенное строение исследуемой толщи. Прослеживаются как общие границы клиноформенного комплекса, так и внутренние границы, отделяющие одну клиноформу от другой. Неровность нижней границы комплекса на синтетической сейсмограмме в сравнении с полученным при моделировании разрезом объясняется разным временем прохода волны по породам в соседних трассах, причем, чем больше время движения волны в исследуемом слое, тем больше искажения на нижней границе.

Выводы

В результате работы разработана программа, позволяющая моделировать осадконакопление в условиях конуса выноса дельты реки. По результатам

сравнения полученных с помощью моделей с реальными профилями (как геологическими, так и сейсмическими) сделан вывод о высокой точности полученных результатов.

С использованием разработанного программного комплекса .было произведено моделирование седиментологических процессов в бассейнах Западной Сибири, сделаны некоторые выводы об особенностях строения региона.

Вертикальное разрешение сейсмических профилей на настоящий момент составляет первые метры. С помощью полученного программного пакета можно смоделировать профиль с вертикальным разрешением менее десятка сантиметров, что, безусловно, представляет большой интерес, и будет сделано в дальнейшем.

Литература

1. *А.А. Нежданов, В.А. Пономарев* Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной сибири Издательство Академии горных наук 2000
2. *В.Н. Нестеров, В.В. Харахинов и др,* Геологическая доразведка нефтяных месторождений Нижневартовского Приобья Москва, Научный Мир, 2006

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ЭВТРОФИЦИРОВАННЫХ ОСАДКАХ

Липатникова О.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(olyal@yandex.ru)

Введение

Эвтрофикация – естественный процесс, который обычно вызван избыточным поступлением в водоем так называемых «биогенных элементов», что приводит к бурному развитию растительности в поверхностном слое воды. Отмершие организмы опускаются на дно водоема, где происходит их разложение. В результате в верхнем слое донных отложений идет развитие восстановительных процессов, направленных на установления равновесия между окисленной минеральной компонентой и органическим веществом, которое выступает в роли восстановителя. В ходе этих процессов претерпевают изменения и органическая, и неорганическая составляющие отложений. При этом, по мнению ряда авторов, возможна активная ремобилизация тяжелых металлов из твердой фазы донных осадков сначала в поровый раствор, а затем в придонные воды [12, 13].

Целью работы являлось изучение поведения тяжелых металлов в донных отложениях в процессе эвтрофикации пресноводного водоема с использованием метода термодинамического моделирования.

Объект исследования

В качестве объекта моделирования выбраны донные осадки Иваньковского водохранилища р. Волги, которое является одним из основных источников питьевого водоснабжения г. Москвы, что предъявляет особые требования к качеству воды в нем. Донные отложения Иваньковского водохранилища представлены первичными трансформированными грунтами (почвы обнаженные, разбухшие, заболоченные) и вторичными грунтами (песок, илистый песок, ил песчанистый серый, ил серый, ил переходный, ил торфянистый, отложения из макрофитов) [2, 3]. В последние годы, вследствие усиления антропогенной нагрузки, идет интенсивный процесс зарастания заливов и прибрежных участков водохранилища [4], поэтому развитие восстановительных процессов, описанных выше, характерно для рассматриваемого объекта.

Исходная информация и методика моделирования

В работе были использованы материалы геохимического опробования донных отложений, выполненного на Иваньковском водохранилище летом 2009 года в составе совместной экспедиции с Институтом водных проблем РАН. В ходе этих исследований определялись влажность осадков, содержание органического вещества, pH осадка, а также формы нахождения металлов в донных отложениях по методике Тессье [14] с аналитическим окончанием методом ИСП-МС. Из осадка были отжаты поровые воды и выполнен их анализ на макро- и микрокомпонентный состав.

Система «поровая вода – донные отложения» рассматривалась при термодинамическом моделировании как многокомпонентная гетерогенная система, включающая водный раствор, индивидуальные твердые фазы и фазы-сорбенты переменного состава: глинистые минералы (Mc), гидроксиды железа (Fh) и органическое вещество (Om). В сумме моделируемая система включала 22 независимых компонента: H, O, Ca, Mg, Na, K, C, S, Cl, Fe, Mn, Zn, Cu, Ni, Pb, Co, Cd, “квазиэлементы” – гуминовую (Hu) и фульвокислоты (Fu) и фазы-сорбенты Mc, Fh и Om, из которых Mc и Om представлялись как 12-компонентный, а Fh – как 11-компонентый идеальные твердые растворы. Набор растворенных частиц в

расчетах включал 120 простых ионов и комплексов, среди которых 100 неорганических и 20 органических комплексов. Источником термодинамических данных в работе служила база данных UNITHERM (кафедра геохимии МГУ).

Подробное описание методики моделирования, способ расчета кажущихся приращений свободных энергий Гиббса $\Delta g^o(T)$ для катионных форм сорбентов и их численные значения приведены в работах [1, 6, 7, 9].

Валовый состав систем задавался по результатам химических анализов поровой воды и донных отложений Иваньковского водохранилища. Концентрация органических ионов оценивалась по величине $C_{орг}$ в поровой воде по способу, приведенному в [7], с учетом средних молекулярных масс по [5] (гуминовые кислоты 40000, фульвокислоты 1500). Для задания состава системы «поровая вода – донные отложения» по Ca, Mg, Na, K, Mn, Zn, Cu, Ni, Pb, Co, Cd были использованы суммы концентраций металлов в поровой воде и вытяжек из осадков ацетатно-аммонийным буфером, раствором гидроксиламина и 30% раствором H_2O_2 в пересчете на 1 л порового раствора в соответствии с влажностью осадка. Для Fe была взята сумма концентраций в поровой воде и извлеченных вытяжками ацетатно-аммонийным буфером и 30% раствором H_2O_2.

Расчеты равновесного состава гетерогенной системы выполнялись с помощью пакета программ термодинамического моделирования HCh v.4.3 [10, 11].

Модель эвтрофикации водоема

При эвтрофикации водоема происходят окисление органического вещества и восстановление гидроксидов железа и марганца. Содержание марганца в гидроксидной фракции пренебрежимо мало по сравнению с содержанием железа. Поэтому процесс эвтрофикации можно представить в виде следующей схематичной реакции:

$$Fe(OH)_3 + C_{орг\ тв} \rightarrow HCO_3^- + Fe^{2+} + C_{орг\ раствор}$$

Таким образом, для имитации восстановления гидроксидов Fe и Mn в модели последовательно уменьшалось количество задаваемого сорбента Fh и увеличивалось количество гидрокарбонат-ионов и фульват-ионов в системе. При этом связанные этим сорбентом металлы освобождались и могли участвовать в сорбции на других фазах, либо накапливаться в поровом растворе. Вследствие того, что осадок на дне водоема может находиться как в неподвижном состоянии, так и взмучиваться в результате деятельности донных организмов, придонных течений, а также человека, режим углекислоты в осадке может быть различный. Поэтому модель была построена в двух вариантах: система, открытая по CO_2 и система, закрытая по CO_2.

Результаты моделирования. Модель 1: система открыта по CO_2

Растворение железистого сорбента приводит к росту концентраций в поровом растворе всех изучаемых элементов, но в различной степени. Концентрация кальция в поровом растворе в первый момент увеличивается, а затем постепенно начинает уменьшаться. Содержание остальных макрокомпонентов увеличилось менее чем в 2 раза. Концентрации Zn, Ni, Cd и Co увеличиваются в среднем в 3 раза, а Pb – в 5 раз (рис.1). И лишь концентрация меди в поровом растворе возрастает в среднем в 18 раз. Следует отметить, что в тот момент, когда концентрация кальция начинает уменьшаться, интенсивность роста концентраций всех остальных элементов, за исключением меди, также уменьшается.

Основным изменением в твердой фазе является образование в системе небольших количеств кальцита, происходящее за счет увеличения в растворе концентраций гидрокарбонат-иона, который связывает кальций в кальцит. Избыток HCO_3^- уходит из системы в виде CO_2, в итоге pH раствора увеличивается в среднем на 0,1.

Модель 2: система закрыта по CO_2

Данная модель отличается от предыдущей тем, что CO_2 не может выйти из системы, в результате чего в растворе накапливается гидрокарбонат-ион и идет

небольшое подкисление (pH раствора понижается на 0,7-1,2), при этом кальцит также выпадает, хотя и в меньших количествах, чем в модели 1. Концентрации микроэлементов в поровом растворе меняются следующим образом: Zn и Ni возрастают примерно в 7 раз, Cd и Co увеличиваются почти в 10 раз, а Pb, как и в предыдущем варианте модели, в 5 раз. По-прежнему максимальный рост содержаний (в среднем в 19,5 раз) наблюдается для меди (рис. 1).

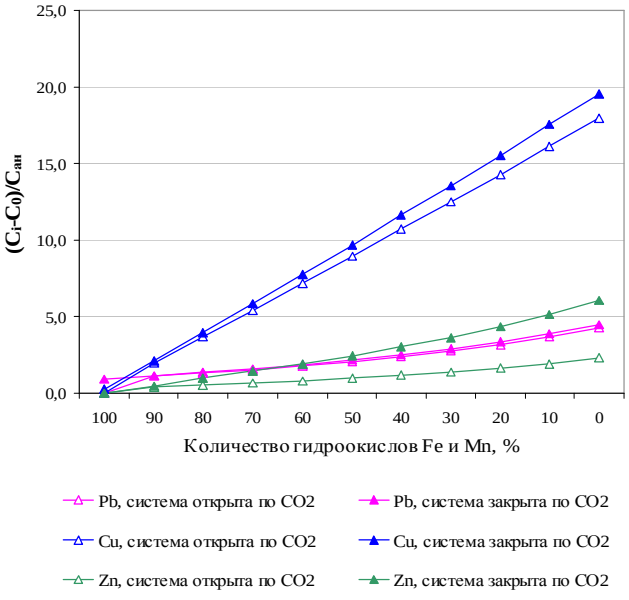


Рис.1 Изменение концентраций микроэлементов в растворе при восстановлении гидроксидов Fe и Mn

Обсуждение результатов моделирования

Если бы все элементы, сорбированные на гидроксидах Fe и Mn, перешли в поровый раствор, то их концентрации возросли бы в сотни, а иногда и в тысячи раз. В рассматриваемых моделях этого не наблюдается. Чтобы объяснить процессы, происходящие в модельной системе, было проанализировано, как перераспределяются элементы, освободившиеся при растворении железистого сорбента в каждой из предложенных моделей, между оставшимися фазами системы «поровая вода – донные отложения».

За счет увеличения в растворе концентраций гидрокарбонат-иона происходит связывание кальция в кальцит и образование в осадках карбонатного цемента. Связь Ca с ионом HCO_3^- оказывается крепче, чем с глинистым сорбентом и органическим веществом, в результате чего в кальцит переходит не только весь Ca, связанный с гидроксидами Fe и Mn, но и часть Ca, сорбированного на глинистых минералах и органическом веществе, освобождая при этом места на сорбентах. Именно эти свободные места и занимают другие микроэлементы, освободившиеся с гидроксидов Fe и Mn (конкурирующая сорбция), в результате чего снижается интенсивность роста их концентраций в поровом растворе. Элементы перераспределяются между глинистым и органическим сорбентами в соответствии с тем, какая форма нахождения является для них предпочтительной. Исключение составляет лишь медь, которая не только вся остается в растворе, но и иногда может даже десорбироваться с других сорбентов.

На рисунке 1 представлены графики увеличения концентраций микроэлементов (Pb, Cu и Zn) в поровом растворе по мере растворения гидроксидов Fe и Mn для обеих вышерассмотренных вариантов модели. Графики для Ni, Cd и Co аналогичны графику для Zn, за исключением того, что концентрации Cd и Co увеличиваются в большее количество раз.

Чтобы понять, за счет чего различается характер роста концентраций микроэлементов в поровом растворе, были рассмотрены их доминирующие формы нахождения. Zn, Ni, Co и Cd имеют однотипный вид кривых роста концентраций в поровом растворе в результате эвтрофикации, т.к. они имеют одинаковую преобладающую форму нахождения в растворе – свободные ионы. В обеих рассмотренных моделях в процессе эвтрофикации выпадает кальцит, т.е в растворе достигается насыщение по карбонатной системе. Преобладающей формой нахождения свинца является комплекс с карбонатным ионом, поэтому в обеих моделях концентрации свинца возрастают в одно и то же количество раз. Для меди доминирующей формой

нахождения являются фульватные комплексы. Связь ионов меди с фульватами значительно сильнее, чем с фазами-сорбентами в донных осадках, в результате чего медь, освободившаяся с гидроксидов Fe и Mn, может не только удерживаться в растворе, но и в ряде случаев переходить в него с других сорбентов.

Для того чтобы ответить на вопрос, насколько опасен процесс эвтрофикации донных осадков рассматриваемого объекта в отношении загрязнения воды тяжелыми металлами, было проведено сравнение концентраций микрокомпонентов в модельном поровом растворе при полном восстановлении гидроксидов Fe и Mn с ПДК вредных веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого назначения [8] (табл. 1).

Таблица 1. Микрокомпонентный состав поровых вод после растворения гидроксидов Fe и Mn

	Модель 1	**Модель 2**	**ПДК** [8]
	Микрокомпоненты, мг/л		
Fe	0,1÷12,6 / 3,0	0,3÷33,7 / 8,0	0,3
Cu	0,1÷1,0 / 0,3	0,1÷1,0 / 0,3	1,0
Zn	0,2÷1,5 / 0,5	0,5÷2,6 / 1,2	5,0
	Микрокомпоненты, мкг/л		
Pb	0,3÷22,0 / 6,0	0,3÷25,7 / 6,6	30
Ni	13,9÷46,6 / 24,7	31,5÷102 / 51,2	100
Co	1,1÷7,2 / 3,0	2,3÷24,4 / 9,3	100
Cd	0,05÷1,00 / 0,4	0,3÷3,1 / 1,4	1

Примечание: в числителе минимальное и максимальное значения для 13 проб, в знаменателе – среднее значение.

По результатам такого сравнения в модели не выявлено превышение ПДК ни для одного из исследуемых микрокомпонентов, за исключением Cd.

Выводы

1. Выполнено моделирование процесса эвтрофикации в донных осадках Иваньковского водохранилища. Показано, что вследствие конкурентных отношений тяжелых металлов с ионами кальция высвобождение их из восстанавливающегося железистого сорбента сопровождается сорбцией на глинистом и органическом сорбентах.
2. Характер и степень роста концентраций микроэлементов в поровом растворе зависит от их доминирующих форм нахождения в растворе.
3. Сравнение прогнозируемых концентраций микрокомпонентов в поровом растворе донных отложений Иваньковского водохранилища при эвтрофикации с ПДК вредных веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого назначения не показало превышений ПДК ни для одного из исследуемых микроэлементов, кроме Cd.

Литература

1. *Борисов М.В., Шваров Ю.В.* Термодинамика геохимических процессов. М., Изд-во МГУ, 1992. 256 с.
2. *Бреховских В.Ф., Казмирук Т.Н., Казмирук В.Д.* Донные отложения Иваньковского водохранилища. – М., “Наука”, 2006, 176 с.
3. *Буторин Н.В., Зиминова Н.А., Курдин В.П.* Донные отложения Верхневолжских водохранилищ. Л.: Наука, 1975. – 159 с.
4. *Казмирук В.Д., Казмирук Т.Н., Бреховских В.Ф.* Зарастающие водотоки и водоемы: динамические процессы формирования донных отложений. М., “Наука”, 2004, 310 с.
5. *Кирюхин В.К., Швец В.М.* Определение органических веществ в подземных водах. М., “Недра”, 1976.
6. *Липатникова О.А., Гричук Д.В.* Термодинамическое моделирование форм нахождения тяжелых металлов в донных отложениях на примере Иваньковского водохранилища // Вестник Московского Университета. Сер. 4: Геология, 2011, № 2 (в печати)

7. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии./Под ред. Крайнова С.Р. М., “Недра”, 1988.
8. СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества.» (с изменениями от 7 апреля 2009 г., 25 февраля 2010 г.)
9. *Соколова О.В., Шестакова Т.В., Гричук Д.В., Шваров Ю.В.* Термодинамическое моделирование форм нахождения тяжелых металлов в системе вода – донные отложения при автотранспортном загрязнении. // Вестник Московского Университета. Сер. 4: Геология, 2006, № 3, стр. 36-45.
10. *Шваров Ю.В.* Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов. // Геохимия, 1999, № 6, 646-652.
11. *Шваров Ю.В.* HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows. //Геохимия, 2008, № 8, 898-903.
12. *Янин Е.П.* Техногенные илы в зоне влияния промышленного города. М., 2002. 100 с.
13. *Chen W., Tan S.K., Tay J.H.* Distribution, fractional composition and release of sediment-bound heavy metals in tropical reservoirs // Water, Air and Soil Pollut., 1996, 92,№ 3-4, p. 155-160.
14. *Tessier A., Campbell P.G.C., Bisson M.* Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace. // Analyt. Chem., 1979. Vol. 51.№ 7

СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ФОСФОРИТОВ ФАНЕРОЗОЯ

Литвинова Т.В., Аббясов А.А.

Геологический институт РАН, Москва (Litvinova-geo@rambler.ru)

Накопление фосфоритов во времени происходило неравномерно. Так, в фанерозое выделяются две глобальные эпохи фосфатогенеза, приуроченные к пограничным толщам венда-кембрия и позднего мела-палеогена. По принятой в нашей стране классификации, фосфориты первой из них относятся к микрозернистому типу, а вторые – к зернистому [17]. И те, и другие возникли в условиях жаркого засушливого климата в мелководной морской обстановке, а зоны фосфоритообразования характеризуются высокой биопродуктивностью и ограниченным поступлением разбавляющего терригенного материала. Мелкозернистый тип фосфоритов формировался в узких проливообразных бассейнах, существование апвеллингов в таких условиях представляется маловероятным, в отличии от мел-палеогеновых фосфоритов, возникших в шельфовой зоне океана. В нашей работе сопоставлены характеристики минералого-петрохимического состава фосфоритов этих двух глобальных эпох фосфатонакопления с целью установления независимых критериев возникновения и формирования фосфоритов в эти времена. Работа осуществлялась с помощью компьютерной программы MINLITH [19], которая позволяет вычислить минеральный состав осадочных пород по их валовым химическим анализам с высокой степенью приближения к реальному и установить независимые критерии для его сопоставления в фосфоритах разных бассейнов. Нами были использованы опубликованные данные (300 анализов) из различных литературных источников, которые содержат полную химическую расшифровку состава фосфоритов по крупнейшим месторождениям мира.

В вендско-кембрийскую эпоху фосфатонакопления возникли огромные по площади осадочные бассейны, где в относительно короткий промежуток геологического времени сформировались крупные фосфатоносные провинции. Характерными особенностями пластовых фосфоритов являются приуроченность их к кремнисто-доломитовой формации, ассоциация с ванадиеносными углеродисто-кремнистыми сланцами, повышенное содержание P_2O_5 во всех вмещающих породах. Они сложены мельчайшими фосфатными частицами – пеллетами (микрозернами), включенными в карбонатный либо в кремневый цемент. Изучение пеллет показало, что они, возможно, имеют биогенную природу [9, 13]. Палеобассейны, в которых формировались пластовые фосфориты, возникали в условиях жаркого, засушливого климата в неглубоких проливообразных бассейнах с островами и отмелями и связаны с регрессивно-трансгрессивными отложениями. В разрезах венда фосфоритам предшествуют вулканогенно-осадочные породы, аркозовые песчаники и тиллитоподобные отложения. Перекрываются они обычно мощными толщами карбонатных пород кембрия-ордовика. Часто в подошве фосфоритов находятся горизонты так называемых «нижних» доломитов и кремневых пород, и в тех и в других выявлены строматолитовые постройки [6, 10], а венчаются они в основном железо-марганцевыми доломитами. Обычно в разрезах выделяются от двух до четырех фосфатных горизонтов, разделенных глинистыми сланцами. Сходство условий образования пластовых фосфоритов привело исследователей к предположению, что именно совокупность геологических особенностей осадконакопления явилась одной из определяющих причин их возникновения [14].

В результате обработки и пересчета данных по фосфоритам [8] был выявлен следующий минеральный состав: SiO_2 (включены все разновидности кремнезема),

полевые шпаты, глинистые минералы, карбонатные минералы, апатит (фторкарбонатапатит) и некоторые другие. Основные минеральные составляющие фосфоритов по каждому из вышеперечисленных бассейнов можно разделить на три условные группы (рис. 1). Так, фосфориты Хубсугульского и Малокаратауского бассейнов характеризуются значительной карбонатностью и магнезиальностью. Ко второй группе, в которой доминируют иные компоненты (кремнезем, полевые шпаты, глины), относятся фосфориты Джорджины и Удско-Шантарского района. Фосфориты Фосфории и Янцзы были включены нами в третью группу, так как в координатах карбонатные – терригенные компоненты занимают промежуточное положение. Сопоставление данных по количественному составу доломита–апатита показывает, что и в этих координатах мы имеем те же три группы, каждая из которых хорошо выражена на графике (рис. 2). Разброс в процентном содержании данных по количеству фторкарбонатапатита для каждого из бассейнов незначителен, причем точки его максимальных величин находятся в ограниченных пределах, однако по количеству доломита-анкерита наблюдаются значительные расхождения (рис. 2). Следует отметить, что и внутри каждой из этих условных групп выделяются существенные различия. Так, отложения Хубсугульской фосфатоносной провинции более всего соответствуют обстановкам полузамкнутого гиперсоленого магнезиально-карбонатного бассейна, тогда как одновозрастные им фосфориты Каратау характеризуются как осадки бассейна открытого типа со значительным привносом терригенного материала. Удско-Шантарские фосфориты отличаются высокой кремневой составляющей, а фосфориты Джорджины характеризуются наибольшим количеством глинистых минералов.

Таким образом, можно предполагать, что формирование каждого из фосфатных бассейнов происходило в различных палеогеографических обстановках, определявшихся конфигурацией водоема и его рельефом, а также составом областей питания. Известно, что среднее содержание P_2O_5 в рассмотренных нами палеобассейнах существенно не отличается. Такие принципиальные различия минерального состава в однотипных фосфоритах указывают на то, что условия осадконакопления играли, несомненно, важную, но не основную роль в их возникновении. Однотипность геологического строения фосфатных провинций, которая нами была отмечена выше, является, по-видимому, результатом общего режима осадконакопления, характерного для этого времени, а не отличительной чертой фосфатогенеза. Очевидно, на рубеже венда-кембрия поступало огромное количество фосфора [1], заполнившего практически все доступные для него водоемы. В такой ситуации для его осаждения не требовались какие-либо особенные, исключительные условия: скорее наоборот, он просто не имел возможности не выпадать в осадок. Это подтверждается и многочисленными фосфатопроявлениями, известными в вендско-кембрийских отложениях, и общей «зараженностью» фосфором осадочных пород этого времени [17]. Дальнейшая реализация процессов фосфатонакопления осуществлялась с использованием механизма геохимического круговорота вещества [5].

Полученные результаты соответствует гипотезе кембрийского «взрыва», согласно которой причиной перестройки осадконакопления являлись резкие изменения атмосферы и солевого состава морской воды, которые произошли в результате космических событий. Это привело к распаду Родинии и таянию ледников, а также колебанию содержания свободного кислорода в атмосфере и изменению в осадках изотопных составов углерода, серы и стронция [15]. Как известно, этапы великих вымираний и обновлений биосферы планеты отразились в построении стратиграфической шкалы и приурочены к границам эр и периодов. Наиболее крупное из таких событий и возникло в венде- кембрии, когда практически исчезла эдиакарская биота и появилась первая скелетная фауна.

Возникновение вендско-кембрийской эпохи фосфатонакопления с близкими по геологическому строению бассейнами, но индивидуальной геохимическо-минералогической характеристикой указывает на практически одновременное поступления на Землю огромного количества фосфора, заполнившего все водоемы и явившегося одной из причин бурного развития жизни.

Палеобассейны, возникшие в мел-палеогеновую эпоху фосфатонакопления, залегают среди практически лишенных фосфора пород [12]. Они занимают два стратиграфических уровня – кампан-маастрихский и нижний и средний эоценовый, причем во многих бассейнах могут присутствовать и т, и другие возрастные категории. В это время появились многочисленные месторождения фосфоритов, большая часть которых располагается в палеобассейнах Аравийско-Африканской платформы и Средиземноморья и приурочены к тектоническим поднятиям фундамента. Это Восточно-Средиземноморский, Египетский, Алжиро-Тунисский, Марокканский бассейны, а также группа бассейнов, размещающихся вдоль западного побережья Африки, среди которых выделяются Западно-Сахарский, Сенегальский, Того- и Мали-Нигерийские.

В результате комплексного анализа материала с помощью компьютерной программы MINLITH было выявлено, что фосфориты существенно не отличаются ни по фосфатной (апатит), ни по карбонатной составляющим, относительно стабильно в них и количество полевых шпатов [7]. Поэтому четыре петрогенетических группы выделялись нами не по высокому содержанию тех или иных составляющих, а по их отсутствию. В первую группу попадают фосфориты, в которых не выявлены глины, в дальнейшем мы будем их называть безглинистым типом. Ко второй группе относятся фосфориты, в которых глины имеют каолиновый состав, а кремнезем отсутствует – бескремнистый тип. Третья группа характеризуется присутствием магнезиальных глин и относительно высоким содержанием кремнезема, мы назвали ее кремнистой. В четвертую вошли фосфориты, в которых отсутствуют и кремнезем, и глины – в дальнейшем мы будем называть их чистыми фосфоритами. Комплексный анализ химического состава фосфоритов, осуществленный с помощью компьютерной программы, показал отсутствие в них корреляции между количествами кремнезема и апатита, а также глин и апатита. Выделенные нами типы фосфоритов могут находиться в разных месторождениях, но в пределах единой области осадконакопления, то есть не являются характерными для какого-либо отдельного бассейна.

На графике (рис. 3, а) по оси абсцисс отложены отношения всех терригенных пород к сумме карбонатов, а по оси ординат – количество апатита в процентах. Корреляционная линия для каждого из выделенных типов фосфоритов существенно различается. Так, для кремнистого и для безглинистого типов существует прямопропорциональная зависимость этих величин, тогда как для бескремнистых фосфоритов такая зависимость не наблюдается, скорее наоборот: количество апатита существенно возрастает при незначительном уменьшении отношения терригенных пород к сумме карбонатов.

На графике (рис. 3, б) по оси абсцисс отложена сумма кремнезема и полевых шпатов, а по оси ординат – отношения доломита к сумме всех известняков в процентах. И здесь корреляционные линии каждого из выделенных типов фосфоритов различны. Так, для кремнистого и безглинистого типов мы видим прямопропорциональную зависимость этих величин, то есть при увеличении количества кремнезема и полевых шпатов возрастает роль доломита. Для бескремнистого типа характерна обратная зависимость: при уменьшении суммарного количества кремнезема и полевых шпатов доля доломитов в карбонатных породах уменьшается. На наших графиках не показан четвертый тип (чистые фосфориты), так как для него отсутствует какая-либо корреляционная связь: точки бессистемно разбросаны по всему полю каждого из графиков.



Рис. 2. Диаграмма соотношения минеральных фаз в фосфоритах: 1 – Хубсугул; 2 – М. Каратау; 3 – Янцзы; 4 – Джорджина; 5 – Удско-Шантарский район; 6 – Фосфория; 7 – условные границы групп

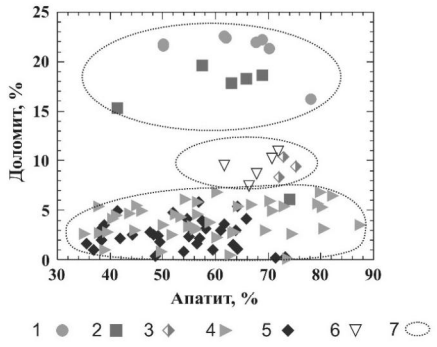
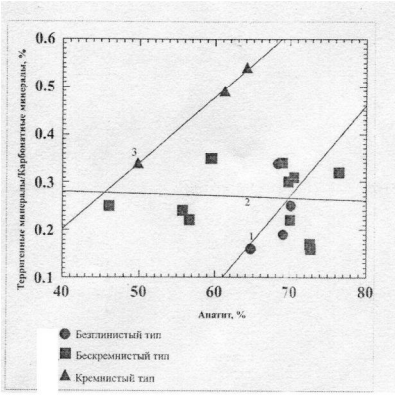
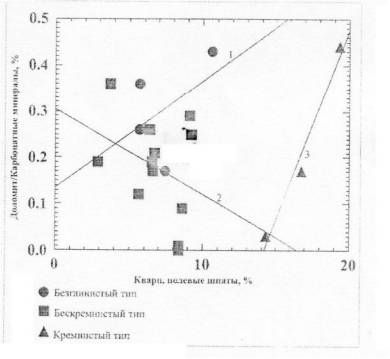


Рис. 3. Диаграмма доломит – апатит для фосфоритов различных провинций: 1 – Хубсугул; 2 – М. Каратау; 3 – Янцзы; 4 – Джорджина; 5 – Удско –Шантарский район; 6 – Фосфория; 7 – условные границы групп.





Из полученного материала вытекает следующее. Магнезиальный состав глин в третьем, кремневом типе указывает на то, что, по крайней мере, часть кремнезема является сингенетичной по отношению к фосфоритам, это подтверждается и некоторыми другими данными [11]. Несмотря на то, что бассейны фосфатонакопления расположены на достаточно большом расстоянии друг от друга, почти в каждом из них можно встретить большинство или даже все выделенные нами типы. Это говорит о том, что питающие провинции оказывали лишь косвенное влияние на процессы фосфатонакопления в этом регионе, в отличие от вендско-кембрийских фосфоритов, в которых отчетливо просматривается индивидуальность каждого из бассейнов, также включающих группу месторождений.

Основным механизмом осаждения фосфора в мел-палеогеновую эпоху фосфатонакопления являлся апвеллинг, действующий в биопродуктивных зонах [3, 4]. В позднемеловое время раздвижение гондванских материков достигает своего максимума; оно сопровождается широтной циркуляцией вод и возникновением многочисленных зон апвеллингов, и Атлантический океан приобретает современный вид [16]. В это время происходило также значительное потепление климата [18], что создавало благоприятную обстановку для развития биоса, тем самым ускоряя процессы фосфатонакопления.

Количество апатита в фосфоритах не зависит от содержания и состава примесей, то есть от присутствия глин, кремнезема, полевых шпатов и т.д., причем различные типы фосфоритов выявлены в пределах каждого из бассейнов. Следовательно, действие апвеллинга и роль питающих провинций следует рассматривать только как механизм накопления фосфора, но не его источник. На это также указывает привязанность фосфатонакопления к относительно узким стратиграфическим интервалам и присутствие в разрезах мощных толщ биогенных известняков.

Общее количество фосфора, растворенного в морской воде, недостаточно даже для возникновения одного фосфатоносного бассейна таких масштабов, как вендско-кембрийские или мел-палеогеновые фосфатоносные провинции. В то же время, для мел-палеогеновой эпохе характерно очень широкое распространение областей фосфатонакопления. Кроме Аравийско–Африканских платформы, известны мелкие месторождения и проявления фосфоритов в Средней Азии, в Актюбинском бассейне, на севере Индии, в Греции, Колумбии, Венесуэле, в Восточно-Кордильерском бассейне, в прибрежных районах Австралии и некоторые другие, часть из них относится к желваковому типу. Последний присутствует и в Африке, в верхних фосфатных горизонтах и является признаком завершения промышленного фосфатонакопления. Кайнозойские фосфориты, приуроченные к среднему эоцену, характеризуются гораздо меньшим масштабом распространения и известны только в Кызылкумском и Фергано-Таджикском бассейнах.

Возникновение мел-палеогеновой эпохи фосфатонакопления происходило в условиях тектонически активизированных окраин Африканско-Аравийской платформы и Атласской эпиплатформенной области [3, 12]. Накопление такого огромного количества фосфора в достаточно узкие стратиграфические интервалы (пограничные толщи венда-кембрия, мела-палеогена) не могло происходить только за счет внутренних ресурсов Земли. Поступление мощной энергии и вещества осуществлялось извне [1], поэтому время активизации тектонических процессов и глобального фосфатонакопления совпадают [12]. Это же причина непротиворечиво объясняет расположение на Земле и миграцию во времени фосфатононосных бассейнов из Азии в венде-кембрии на запад в мел-палеогене, в Африку [2]. Источник фосфора для этих двух эпох был один, а механизмы накопления различные, что хорошо видно при проведении комплексного компьютерного анализа петрохимического состава фосфоритов.

Литература

1. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. Периодичность эпох фосфатонакопления и ее возможные космические причины // ДАН. 2002. Т.385. №2. С.220-222.
2. Баренбаум А.А, Литвинова Т.В. О механизме возникновения палеозойских фосфатов и солей //ДАН, 2005. Т.405., № 4. С.501-506.
3. Батурин Г.Н., Покрышкин В.И. Апвеллинг и фосфоритообразование // Океанология, 1980. Т.20. Вып.1. С. 87-96.
4. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231с.
5. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука. 2001. 376с.
6. Еганов Э.А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 89с.
7. Литвинова Т.В., Аббясов А.А. // Комплексный анализ данных по петрохимии фосфоритов Аравийско-Африканской материковой платформы и Средиземноморья. ДАН 2010 Т.433.№1.С. 455-460
8. Литвинова Т.В,.Аббясов А.А. Происхождение пластовых фосфоритов и геохимико-минералогические особенности их накопления. // ДАН 2009. Т.428. № 1. С. 93-95.
9. Литвинова Т.В. // Состав, морфология и происхождение фосфатных пеллет (на примере фосфоритов Малого. Каратау) Литология и полезн. ископаемые. 2007. №4 С. 426-443.
10. Литвинова Т.В. // О строматолитовой природе кремнистого горизонта чулактауской свиты Малого Каратау// Литология и полезные ископаемые. N2. 1990. С.88-96.
11. Покрышкин В.И. Платформенные фосфоритовые месторождения верхнего мела и палеогена Средиземноморской провинции// Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. М. НИЛЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ, 1970. Труды, вып. 2. С.126-149
12. Соколов А.С., Еганов Э.А., Краснов А.А. , Школьник Э.Л. Проблемы фосфоритогенеза // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С.569-583.
13. Холодов В.Н., Пауль Р.К. // Литология и полезн. ископаемые. 1999. N5. С. 503-517.
14. Школьник Э.Л., Тан Няньфу, Еганов Э.А. и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. С.206.
15. Хаин В.Е.. Основные проблемы геологии. М.: Наука. 2003. 347 с.

16. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа// М.: Научный мир, 2009. 520 с.
17. Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука,1983. 399с.
18. Ясаманов Н.А. К вопросу о возможных причинах изменения глобальных температур земной поверхности в фанеорозое// Доклады АН СССР. 1982. Т.262. №1. С.172-174.
19. Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MITLITH – an experience-basea algorithm for estimating the likely minerarogical composuions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses //Computers and Geosciences, 2004, V ol 30, No. 6, pp 647-661.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПОТОКЕ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ

Лифшиц С.Х.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия
(s.h.lifshits@ipng.ysn.ru)

Органическое вещество осадочных пород по мере их погружения проходит эволюционные преобразования, результатом которых является отщепление гетероатомов в виде низкомолекулярных газов (CO_2, H_2O, H_2S), образование углеводородов, конденсация и ароматизация органических соединений. На способности органического вещества испытывать химические преобразования под действием повышенных температур и давлений в процессе погружения осадочных пород строятся основные аргументы осадочно-миграционной концепции происхождения нефти. Однако в условиях главной фазы нефтеобразования температуры еще слишком низки (110±45°С), чтобы говорить о заметной роли процессов термической деструкции керогена в образовании углеводородов. В результате возможность образования нефтяных углеводородов объясняется длительностью процессов, соизмеримых с масштабом геологического времени. Остается непонятным, каким образом образующиеся в течение миллионов лет нефтеподобные вещества мигрируют и концентрируются в залежь, а не рассеиваются в пространстве согласно законам диффузии. Кроме того, нефть характеризуется достаточно сложным и сильно неравновесным составом. Несомненно, органическое вещество осадочных пород являлось источником образования углеводородов. Но, если бы для генезиса нефти достаточно было бы только органического вещества осадочных пород, достигших главной фазы нефтеобразования, нефть была бы вездесуща. Однако, это не так, и, по-видимому, для образования нефтяных углеводородов, миграции их в залежь необходимы дополнительные источники энергии. Протекание подобных процессов хорошо описывается в рамках теории нелинейной динамики, где главным условием их осуществления является открытость рассматриваемой системы, в которой самоорганизация структур идет за счет диссипации энергии внешней среды.

Осадочный бассейн приобретает свойства открытой системы, например, при внедрении в него магматического тепла и глубинных флюидов. Источником глубинных флюидов могут быть не только верхние слои мантии, но и нижние слои земной коры, где образование флюидов возможно, например, при разложении органического вещества пород в жестких P-T условиях. Нами была предложена модель [1] нефтеобразования, согласно которой осадочный бассейн с рассеянным органическим веществом запускается на производство нефти потоком глубинных флюидов, находящихся в сверхкритическом состоянии. При этом сверхкритический флюид не только экстрагирует углеводороды. В потоке сверхкритического флюида возможно преобразование органического вещества, ведущее к образованию легкоподвижной составляющей нефти. Была высказана гипотеза о возможном механохимическом механизме данных преобразований.

Для подтверждения предлагаемого механизма нефтеобразования были поставлены эксперименты по сверхкритической экстракции диоксидом углерода [3, 4]. В экспериментах с мазутом, осадочными породами было показано, что сверхкритический CO_2 способен растворять, переносить и аккумулировать нефтяные углеводороды, включая реликтовые. Органическое вещество осадочных пород уже преобразовано в диа- и катагенезе, вследствие этого заметить преобразования,

произошедшие в нем в процессе сверхкритической экстракции, достаточно сложно. Был поставлен эксперимент с почвой, поскольку органическое вещество почв с точки зрения геохимии характеризуется «незрелостью», что проявляется в его составе [2, 4].

После сверхкритической экстракции углеводородная составляющая органического вещества почв претерпела заметные преобразования (рис.1).

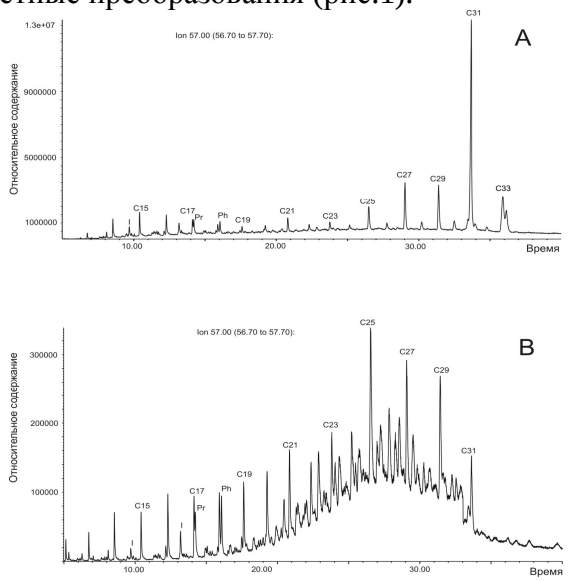


Рис. 1. Масс-фрагментограммы (m/z 57) алкановых углеводородовэкстрактов почвы.
A – хлороформенный, B – сверхкритический. $C_{15} \div C_{33}$ – н-алканы, Pr – пристан, Ph – фитан, i – изопреноиды

Распределение индивидуальных углеводородов в ней стало близко к таковому для почв, загрязненных нефтью [2]. Так соотношение нечетных нормальных алканов к четным в сверхкритическом экстракте равно 1,5 против 5,2 в хлороформенном экстракте. В два раза (0,32%) по сравнению с хлороформенным экстрактом (0,15%) выше отношение относительно низкомолекулярных н-алканов к высокомолекулярным (Σн.к.-нС20/ΣнС21-к.к.). Изоалканов в сверхкритическом экстракте (43,0%) почти в 8 раз больше, чем в хлороформенном (5,5%). Максимум н-алканов переместился с высокомолекулярной области C_{31} в среднемолекулярную C_{25}.

Все указанные преобразования органического вещества могли произойти в результате механохимического разрыва С-С связей в процессе сверхкритической экстракции, поскольку растворенные и увлекаемые потоком сверхкритического флюида средне- и высокомолекулярные соединения испытывают сильные деформационные напряжения в микропорах и микротрещинах твердых веществ.

Таким образом, изучение преобразований органического вещества почв, произошедших в процессе сверхкритической экстракции, показало, что процесс изменений в составе, структуре и распределении индивидуальных углеводородов идет в направлении геохимического созревания органического вещества и для его осуществления не требуются миллионы лет. Т. е. образование нефтяных углеводородов может быть результатом не только эволюционного изменения органического вещества осадочных пород в диа- и катагенезе, длящегося миллионы лет, но и быстрого механохимического преобразования в потоке сверхкритического флюида, где микропоры и микротрещины нефтематеринских пород играют роль наномеханохимических реакторов. Предлагаемый механизм позволяет пересмотреть временной масштаб процессов нефтеобразования от миллионов до, возможно, сотен лет.

Литература

1. *С.Х.Лифшиц.* Механизм образования нефти в сверхкритическом потоке глубинных флюидов // Вестник РАН. 2009. Т. 79. №3. С. 261-265.
2. *С.Х. Лифшиц, Б.М. Кершенгольц, О.Н. Чалая, И.Н. Зуева, М.М. Шашурин, Ю.С. Глязнецова.* Изучение способности модельной системы: мерзлотная почва Якутии – растения к восстановлению при загрязнении нефтью // Химия в интересах устойчивого развития. 2008. Т. 16. № 5. С. 537-545.
3. *С.Х. Лифшиц, О.Н. Чалая, Е.С. Хлебный, А.А. Шеин.* Изучение возможности переноса компонентов нефти в среде сверхкритического флюида // Наука и образование. 2009. №2. С. 13-15.
4. *С.Х. Лифшиц, О.Н. Чалая.* Возможный механизм образования нефти в потоке сверхкритического флюида на примере диоксида углерода // Сверхкритические флюиды. Теория и практика. 2010. №2. С. 45-55.

ОСНОВЫ ТЕОРИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.

Излагаются теоретические представления о процессе эволюции, основанные на причинно-следственной связности главных событий геологической истории Земли. Связь событий и их логическая обусловленность установлены в результате численного моделирования.

Термохимическая модель мантийной конвекции учитывает двухслойное строение мантии, а также процессы дифференциации мантийного вещества, происходящие вблизи внешней и внутренней границ мантийного слоя. Численное моделирование показало, что в такой модели при определенных условиях возможно прохождение нескольких глобальных мантийных переворотов, структура и динамика которых позволяют адекватно описать общую картину геологической эволюции Земли.

Термохимическая конвекция отличается нелинейным характером, как показывают расчеты, импульсно-резонансные явления в такой системе являются характерными событиями. При наличии химических превращений конвекция может внезапно ускоряться и быстро затихать, из-за чего геодинамический процесс приобретает колебательный характер. Логичное объяснение в рамках термохимической конвекции получают плюмы. Тектоника плюмов вмонтирована в тектонику плит посредством общих внешних границ. В периоды химической активности на передний план выходит тектоника плюмов, а между ними доминирует постоянно действующая тектоника плит. Неоднородности химического происхождения, в виде тяжелой и легкой фракций, помогают преодолевать 670 км барьер. Поэтому аваланчи и плюмы в термохимическом случае происходят чаще, что хорошо согласуется с сейсмотомографическими данными по современному состоянию мантии.

Согласно новым астрофизическим и космохимическим данным аккреция планет происходит по «горячему сценарию» одновременно с их разделением на ядра и мантии. Поэтому для геодинамического моделирования использовано горячее равновесное,но неустойчивое начальное состояние. Из сферически симметричного начального состояния, согласно законам гидродинамики, возникает конвекция кубической формы. Прямым следствием кубической формы стартовой конвекции является образование на начальном этапе эволюции шести мощных щитов древней континентальной коры.

В случае потери устойчивости в двухслойной мантии могут происходить мантийные перевороты. Во время переворотов наблюдается самоорганизация течения, погружение вещества осуществляется по одному – общему для всей мантии стоку, а подъем горячего вещества в виде нескольких суперплюмов. Мощный общемантийный сток осуществляет закрытие океанов атлантического типа и производит сборку суперконтинентов. Начиная с третьего цикла Вильсона, местоположение стока стабилизируется. Моделирование показывает, что ветви восходящих суперплюмовых течений при этом располагаются в противоположном относительно стока полушарии, эти суперплюмы при 3-ем и 4-ом мантийных переворотах реконструируют ложе Тихого океана. Таким образом, одностоковые мантийные перевороты объясняют всю суперконтинентальную и океаническую историю Земли (циклы Вильсона), а также асимметрию нашей планеты.

Аваланчи, происходящие в периоды между мантийными переворотами, объясняют происхождение циклов Бертрана. В верхней мантии регулярно происходят слияния и распады конвективных ячеек. Эти конвективные события по своей частоте и действию совпадают с главной геологической периодичностью – циклами Штилле. Например, поглощение крупной ячейкой мелкой ячейки описывает присоединение к континенту островной дуги. Импульсно-циклический характер термохимической мантийной конвекции

определяет ступенчатый ход геодинамической эволюции. Это объясняет скачки в химической эволюции, наблюдаемые геохимиками по изотопным отношениям, редким элементам и благородным газам. По мере исчерпания термохимического потенциала глобальные мантийные перевороты вырождаются в региональные аваланчи.

УГЛЕВОДОРОДНЫЙПОТЕНЦИАЛ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАСЕЙНОВ МИРА

Лоджевская М.И.

Федеральное Государственное Унитарное Предприятие «Всероссийский Научно-Исследовательский Геологический Нефтяной Институт»
(resurs@vnigni.ru)

Высокая степень освоенности начальных суммарных ресурсов (НСР) (до 60-80%) в «старых» нефтегазоносных регионах России и мира ставит проблему поиска месторождений нефти и газа на больших глубинах.

На территории и акватории мира расположено 511 нефтегазоносных бассейнов, в 226 из которых установлена промышленная нефтегазоносность. Глубины залегания осадочного чехла более 6 км характерны для 150 из них [1]. Но лишь в 10% на глубинах 6 и более км проводилось глубокое бурение и была установлена промышленная нефтегазоносность.

Мировой опыт геологоразведочных работ на нефть и газ доказал, что на глубинах 4,5-8 км уже разрабатывается более 1000 зарубежных месторождений нефти и газа. Начальные извлекаемые запасы нефти составляют 7%, газа -25% от мировых запасов нефти и газа. В интервале глубин 4500-10500 м в Аргентине, Италии, Ливии, Мексике, США и Тринидаде-Тобаго выявлен 31% текущих извлекаемых запасов нефти этих стран [2].

В России по состоянию на 01.01.2009 г. на глубинах более 4 км за счет доразведки старых месторождений открыто 234 месторождения и залежи (80% из них составляют месторождения и залежи с нефтяной составляющей). Максимальное число залежей открыто в Волго-Урале – 101, на Северном Кавказе – 68, в Тимано-Печорской НГП – 46. Стратиграфический диапазон продуктивности от O-S и D до N. В основном залежи мелкие по запасам, реже – средние. К крупным относятся нефтяное Инзырейское месторождение в Тимано-Печорской НГП (4075-4376 м), продуктивны D_2 и D_3f; нефтяное Оликуминское в Западной Сибири, глубина 4178-4259 м, продуктивны ачимовские и среднеюрские отложения; а также газоконденсатные месторождения в Прикаспии: Центрально-Астраханское, глубина 4040-4091 м и Западно-Астраханское, глубина 4215-4310, продуктивны отложения C_2b.

Несмотря на общую высокую степень разведанности НСР УВ в целом по миру (до 73 %), в последние годы продолжают открываться крупнейшие месторождения нефти и газа на больших глубинах [2].

В 2009 г. на площади Тибер в Мексиканском заливе на глубине 10,5 км открыто крупнейшее нефтяное месторождение с предварительно оцененными запасами 400-550 млн.т нефти. Продуктивны палеоценовые отложения. В ранее открытом нефтяном месторождении Каскида продуктивны те же отложения (глубина 9750 м, глубина водного слоя 1770 м, запасы – 410 млн.т). Всего в палеоценовых отложениях открыто 18 месторождений нефти на сверхглубинах. Нефтегазоносный комплекс, представленный песчаниками, характеризуется высокими температурами и аномально высокими давлениями. Это крупная зона нефтегазонакопления на сверхглубинах [4].

В НГБ Сантос (Бразилия) открыто месторождение Тьюпи. С учетом водного слоя продуктивные горизонты залегают на глубине 6 и более км. Предварительно оцененные запасы – 685-960 млн.т нефти. Предполагается, что Тьюпи является составной частью крупной зоны нефтегазонакопления, региональным флюидоупором является мощная толща соли.

В 2007 г. в бразильском шельфе Атлантического океана выявлено также одно из крупнейших месторождений мира Кариока. Предварительно оцененные запасы нефти составляют 5,7 млрд.т, глубина залегания продуктивных горизонтов – свыше 5500 м. Продуктивны терригенно-карбонатные отложения мелового возраста.

В 30 наиболее крупных НГБ, где площади и объемы осадочных пород составляют 30 и 37 % от мировых перспективных площадей и объемов нефтегазоносных бассейнов, а мощность осадочных пород достигает 10-20 км, объемно-статистическим методом были подсчитаны неразведанные ресурсы УВ. Они на глубинах более 6 км составляют нефти около 27 млрд.т, газа – 20 трлн.м^3.

В неразведанной части НСР России (категории $С_3Д$) значительная доля (до 20% и более) также приурочена к большим глубинам 5-7 км.

Таким образом, углеводородный потенциал глубоких прогибов велик.

Во многих нефтегазоносных регионах на больших глубинах открываются не только отдельные крупные месторождения углеводородов, но также протяженные зоны нефтегазонакопления в акваториях и прилегающей суши (Северный и Южный Каспий, Мексиканский залив, глубоководный бразильский шельф Атлантического океана и др.) [3].

Открытие крупных нефтяных месторождений в интервале глубин 8-10,5 км расширяет глубинный интервал существования жидкой фазы УВ, повышает перспективы нефтегазоносности до 10 км и более и заставляет откорректировать существующие традиционные представления о процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре.

Литература

1. Карта нефтегазоносности мира. Масштаб 1:15000000. *Научные редакторы: В.И. Высоцкий, Е.Н. Исаев, К.А. Клещев и др.* (объяснительная записка. ВНИИ Зарубешгеология, 1994, 196 с.)
2. *М.И. Лоджевская, В.И. Петерсилье, М.Н. Кравченко и др.* Ресурсный потенциал углеводородов: современное состояние, проблемы, пути решения. Геология нефти и газа №5, 2010 г. с. 35-43
3. *Eric Watkins* «Caspian gets anather large oil find on Lagansky block». Oil & Gas Journal / Aug. 11, 2008 p. 34
4. Operators report string of Gulf of Mexico discoveries Oil & Gas Journal / Feb. 16.2009 p. 35

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРА-АТМОСФЕРА В РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Локтев Д.Н., Соловьев С.П.
Учреждение Российской академии наук Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия
(dloctev@idg.chph.ras.ru, soloviev@idg.chph.ras.ru)

Введение

Приповерхностная зона Земли, где осуществятся активный контакт литосферы и атмосферы, наблюдаются интенсивные массо- и энергообменные процессы и происходит взаимодействие между геофизическими полями, привлекает внимание исследователей связанное в первую очередь с определением количественных характеристик этих взаимодействий. Особый интерес вызывают тектонические нарушения и зоны их влияния. Повышенная нарушенность среды, большая свобода для деформирования структурных блоков и более интенсивная флюидодинамика по сравнению с прилегающими участками земной коры – все это создает условия для интенсивных релаксационных процессов и процессов, связанных с преобразованием энергии движения горных пород в энергию геофизических полей, например, в энергию электромагнитного поля. Комплексные исследования геодинамических характеристик отдельных участков тектонических структур, возмущений геофизических полей, режима подземных вод и эманации природных газов позволяет установить участки повышенной активности тектонических нарушений и определить их роль в межгеосферных взаимодействиях.

Район наблюдений

В летние месяцы 2009 и 2010 гг. были организованы комплексные геофизические экспедиции в район Тункинской рифтовой впадины. Район исследования - Тункинская группа рифтовых впадин, входящая в систему Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), протягивается на 200 км в субширотном направлении от юго-западного окончания Байкала. Предварительный анализ морфоструктур и неотектоники района исследований показал, что данный район принадлежит к активной в кайнозое Тункинской ветви впадин БРЗ и, что район наблюдений отличается современной региональной тектонической активностью.

Высокий уровень сейсмической активности БРЗ подтверждается данными о палеоземлетрясениях, полученными геологическими методами, макросейсмическими сведениями о сильных землетрясениях исторического прошлого и информацией более чем о 100 тыс. современных землетрясений широкого энергетического диапазона. Главной особенностью распределения эпицентров землетрясений БРЗ является их концентрация в более или менее широкие полосы преимущественно северо-восточного направления и отчетливо выраженная поперечная простиранию рифтовой зоны прерывистость эпицентрального поля, выраженная в чередовании крупных областей повышенной и пониженной плотности эпицентров. Общая ориентировка этих областей соответствует простиранию основных рифтовых структур. Анализ карт плотности эпицентров показывает стабильность неоднородностей в сейсмическом поле, что позволило ряду исследователей обосновать блоковую делимость земной коры БРЗ. Выделяются районы с устоявшимся (центральные сегменты) и неустойчивым сейсмическим режимом (юго-западный фланг зоны). Области с максимальной выделившейся энергией – фланги рифта.

По данным Байкальского Филиала Геофизической Службы СО РАН в районе БРЗ в августе 2009 г. и в июле 2010 г. произошло 9 событий (табл.1, рис.1). Во время проведения комплексных наблюдений за геофизическими полями нашими сейсмическими датчиками были

зафиксированы событие 18.08.2009, три события 20.08.2009 и событие 10.07.10.

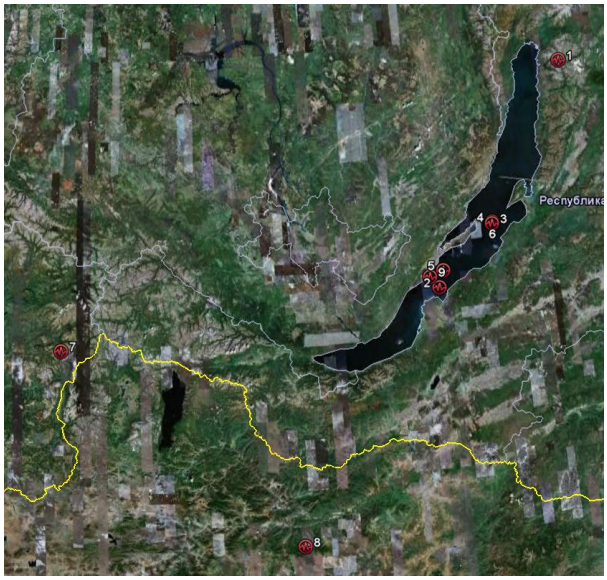


Рис. 1. Карта эпицентров событий в период с 4 по 23 августа 2009г. и 6-27 июля 2010г.

Таблица 1. События в период с 4 по 23 августа 2009г. и 6-27 июля 2010г.

№	Дата	Время	Широта	Долгота	K
1	2009-08-05	19:53:13.3	55.37	110.35	10.1
2	2009-08-06	20:52:43.8	52.40	106.70	9.7
3	2009-08-18	10:25:56.6	53.20	108.10	10.7
4	2009-08-20	10:16:31.6	53.22	108.11	9.8
5	2009-08-20	15:21:07.8	52.63	106.83	9.7
6	2009-08-20	17:53:48.2	53.22	108.12	9.9
7	2010-07-06	01:01:09	51.78	97.94	10.8
8	2010-07-10	07:28:38	48.93	103.24	9.8
9	2010-07-26	07:18:42	52.56	106.51	11.0

Методика наблюдений

Исходя из опыта предыдущих работ по изучению геофизических полей в сейсмоактивных областях основное внимание было уделено измерениям в приповерхностной области земной коры, в частности проводились наблюдения: за сейсмическими колебаниями, за электрическим полем в грунте и приземном слое атмосферы, наблюдения за эманациями радона. Работы проводились по двум схемам: стационарные долговременные наблюдения и профильные измерения. На рис. 2 представлена карта района проведения комплексных наблюдений за вариациями геофизических полей в 2009 г. В районе сочленения Тункинского разлома с разломом более низкого порядка были организованы временные пункты (пункты А2 и В). Основные стационарные измерения проводились районе Торской впадины на территории геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН «Торы» (пункт Z3). В процессе проведения профильных наблюдений расстояние между точками составляло от 3 км до 10 км в зависимости от рельефа местности, а длительность регистрации на одной точке составляла 60 минут.

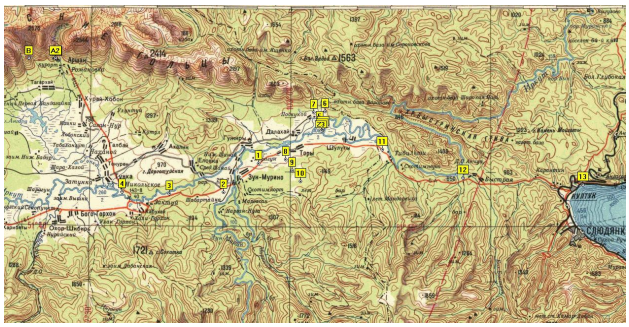


Рис. 2. Карта района проведения комплексных наблюдений за вариациями геофизических полей в 2009 г

Измерения вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы проводились с помощью электростатического флюксметра (ИНЭП) и измерителя вариаций электрического поля (ИВЭП). Определялись фоновые характеристики и вариации электрического поля в условиях хорошей погоды, а также корреляционные связи между напряженностью электрического поля в атмосфере и объемной активностью радона. Исследование вариаций объемной активности природного радона в подпочвенной атмосфере проводились помощью радиометра РРА-01М-03. Оценивался средний уровень активности, временные и амплитудные вариации.

Наблюдения за горизонтальными составляющими электрического поля в

грунте (компоненты С-Ю и З-В) проводились с помощью измерителя электрического поля в грунте (ИЭП) с разносами электродов 40 метров. Трехкомпонентные сейсмические наблюдения с помощью сейсмоприемников СМЗ-КВ-Э. Определялись фоновые амплитудные и спектральные характеристики микросейсмических колебаний, суточный ход, микросейсмическая активность (импульсные колебания). В качестве измерителей использовались современные 16 и 24-разрядные цифровые системы регистрации (АЦП Е440, Zet220, RefTek 130) с автономными источниками питания и возможностью синхронизации времени сигналов по GPS. Для учета влияния метеопараметров все пункты длительной регистрации были оборудованы автоматическими метеостанциями (DavisV antagePro).

Результаты

Полученный обширный экспериментальный материал, включающий в себя наблюдения за сейсмическими колебаниями, электрическим полем в грунте и приземном слое атмосферы, наблюдения за эманациями радона позволяет сделать несколько заключений о сложном характере геофизических полей в районе Тункинской рифтовой впадины.

Основной вклад в вариации фоновых сейсмических колебаний вносят в основном техногенные факторы: близость автомагистрали и жизнедеятельность человека, что выражается в контрастности суточного хода.

Произошедшие сейсмические события в районе БРЗ за время наблюдений не внесли заметные изменения в поведение наблюдаемых геофизических полей.

Низкие значения эманации радона объяснятся низкой радоновой активность Тункинского разлома, про сравнению с другими разломами БРЗ [1], а так же сложными геологическими условиями района наблюдений, в частности наличием линз вечной мерзлоты и осадочным чехлом (пункт TORY).

В отличие от результатов наблюдений [2] в районе Чуйского землетрясения 2003 года (где происходили активные афтершоковые процессы) в Тункинской впадине (пункт TORY) не наблюдалось большого количества импульсных колебаний сейсмического и электрического поля в грунте. Данный факт, возможно, объясняется наличием мощного осадочного чехла в Тункинской впадине, а также тем, что место наблюдения было расположено достаточно далеко от зон, где происходят активные геодинамические процессы. По оценкам [3] сигналы от таких зон распространяются на расстояния порядка 2000 м. В пункте регистрации SUBARGA, наоборот зарегистрировано достаточно большое количество импульсных событий, для интерпретации которых требуется более детальный анализ.

Вариации электрического поля в приземной атмосфере обусловлены в основном сложной орографией района и, как следствие, быстроменяющимися местными метеоусловиями, грозовой активностью в прилегающих горных массивах, которые зачастую вносят определяющий фактор в вариации электрических полей.

Литература

1. *Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д.* Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // Докл. РАН, 2006, т.409, №3, с.389-393
2. *Локтев Д.Н., Соловьев С.П.* Вариации электромагнитного поля в районе Чуйского землетрясения // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005. С.186-197
3. *Соловьев С.П., Спивак А.А.* Генерация электромагнитных импульсов при релаксационных процессах в земной коре // Геофизика межгеосферных взаимодействий / Под ред. академика В.В. Адушкина –М.: ГЕОС, 2008. С. 289-301.

СУБДУКЦИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Ломизе М.Г.[а], **Лучицкая М.В.**[б]

[а] *Геологический факультет МГУ им.М.В.Ломоносова, Москва, (mlomize@yandex.ru)*
[б] *Геологический институт РАН, Москва,*

Субдукция спрединговых хребтов создает совершенно особую геодинамическую обстановку - пересечение конвергентной и дивергентной границ между литосферными плитами и их длительное взаимодействие. На таком пересечении происходит перерождение и интерференция высокой тектоно-магматической активности, которая свойственна той и другой границам. Формируются характерные для новых условий геологические комплексы и структуры. Эти преобразования были замечены уже более сорока лет назад, в дальнейшем стали предметом специальных исследований, но все еще недостаточно учитываются при изучении областей надсубдукционного происхождения.

В одних случаях спрединговый хребет субдуцирует под окраину континента, в других – под островную дугу. Различие геодинамических обстановок приводит и к неодинаковым геологическим последствиям. Мы ограничиваемся рассмотрением первой из этих двух обстановок.

Переработка континентальных окраин в местах субдукции спрединговых хребтов – постоянный и закономерный элемент взаимодействия литосферных плит. Миграция такой обстановки вдоль конвергентных границ вовлекает в процесс большие отрезки океанического обрамления, что увеличивает воздействие этого важного фактора на континентальные окраины. Детальные исследования в местах современной и недавней субдукции спрединговых хребтов дают ключ к распознаванию подобных событий, формаций и структур в древних окраинно-материковых складчатых поясах.

Развитие представлений о геодинамических условиях субдукции спрединговых хребтов тесно связано с концепцией литосферных окон («окон слэба»). При пододвигании хребта в зону субдукции термодинамические условия резко меняются. Магма, подымаясь в осевой зоне спрединга, уже не охлаждается настолько, чтобы кристаллизоваться и наращивать расходящиеся края слэбов. Зазор между ними увеличивается сообразно скорости дивергенции плит. Раскрывается литосферное окно, которое делает возможным прямое взаимодействие подстилающей океанический слэб астеносферы с перекрывающим его астеносферным клином континентального домена, что коренным образом изменяет условия магмогенеза на таком отрезке субдукционной окраины континента. Размеры и форма литосферного окна зависят от параметров относительного движения всех трех взаимодействующих плит (особенно важен соответствующий угол между осью спрединга и желобом), от конфигурации хребта (от системы его рифтов и трансформ) и от наклона каждого из расходящихся слэбов. Исходя из этого определяют расчетное положение границ литосферного окна и их смещение во времени.

Из современных наиболее представительна и изучается геологами многих стран область тихоокеанской окраины Южной Америки, где субдуцирует Чилийский спрединговый хребет, разделяющий плиты Наска и Антарктическую (рис.1). Субдукция хребта, начавшаяся там в среднем миоцене (16-13 млн. лет назад), продолжается до настоящего времени. Её проявления прослежены начиная от глубоководного желоба в глубь континента на расстояние до 700 км, далеко за Анды, а в напряженном состоянии коры они заметны, по-видимому, еще восточнее.

Самые ранние признаки субдукции Чилийского хребта обнаружены на юге континента (около 52° ю.ш.). Сообразно

конфигурации хребта (левосторонняя система рифтов/трансформ) его субдукция происходит прерывисто, по сегментам, разделенным трансформными разломами. При этом точка тройного сочленения «хребет-желоб-желоб» смещается на север и в настоящее время находится вблизи полуострова Тайтао на 46°12’ ю.ш., где между трансформами Тайтао и Дарвин субдуцирует осевая зона одного из сегментов хребта. Оттуда берет начало литосферное окно, определяемое расчетами кинематики плит и выраженное в геолого-геофизических данных. Его быстрому разрастанию способствовала ориентировка хребта (под очень острым углом к желобу) и большая разница между скоростями плит Наска и Антарктической по отношению к Южной Америке (8,5 и 1,8 см/год соответственно).

Субдукция спредингового хребта создает сжимающие напряжения более высокие, чем на смежных отрезках той же конвергентной границы, что выражается в более интенсивных деформациях. Со среднего миоцена по настоящее время, по мере северного смещения точки тройного сочленения Чилийского хребта (ТСЧ), андская активная окраина испытала такое воздействие на отрезке протяженностью более 500 км. Он существенно отличается, как по тектонической структуре, так и по рельефу, от более северного отрезка континентальной окраины, где продолжается нормальная субдукция плиты Наска. Ярким тектоническим событием была обдукция океанической литосферы Чилийского хребта на край континента при их столкновении в начале плиоцена на отрезке между трансформами Трес Монтес и Тайтао. Взаимодействие с Чилийским хребтом влияло на режим субдукции, изменялось соотношение процессов аккреции и тектонической эрозии.

Наиболее выразительны магматические последствия субдукции Чилийского спредингового хребта, они могут служить уникальным по своей полноте эталоном для соответствующих палеореконструкций. В ближайших к точке тройного сочленения сегментах подводного хребта базальты обнаруживают геохимические особенности, которые указывают на магмогенез с участием астеносферных масс, поступающих с из-под континента. Восточнее, над литосферным окном, по мере его разрастания прекращался нормальный субдукционный вулканизм, который порождается дегидратацией слэба: активный Южно-Андский окраинно-материковый пояс заканчивается сейчас южнее вулкана Гудзон уже на 46°20’ю.ш.

Вместе с тем, на континентальной окраине все шире проявлялся иной, весьма разнообразный по составу, но характерный вулканизм, выражающий условия магмогенеза при субдукции хребта. По размещению относительно точки тройного сочленения Чилийского хребта (ТСЧ) этот магматизм можно разделить на *проксимальный* (ближайшие проявления) и *дистальный* (удаленные проявления). Они разобщены пространственно и коренным образом различаются между собой.

Проксимальный магматизм приурочен к самому краю континента, характерна бимодальность состава пород. Пододвигающийся спрединговый хребет еще сохраняет там свою структуру, а его вулканически-активная осевая зона продолжает генерировать базальтовую магму океанических зон спрединга, которая, подымаясь, инициирует дальнейший магмогенез. Вопрос о происхождении кремнекислых пород ТСЧ, представленных как вулканитами, так и гранитоидами, решают с учетом того, что имеющиеся данные по изотопии стронция, неодима и кислорода исключают фракционную кристаллизацию базальтовой магмы в замкнутой системе (в качестве основного механизма). Эти же данные показывают, что дополнительным источником вещества при формировании кислых расплавов могли послужить не породы континентальной коры, а осадочные толщи.

Дистальный магматизм представлен ареалами базальтов, а также субвулканическими образованиями и малыми интрузиями на обширных пространствах Патагонии в тылу горного

сооружения Анд (рис.3). Они появляются на дистанции 250-400 км от глубоководного желоба и размещаются далее широкой (до 300 км), прерывистой полосой, протянувшейся почти меридионально. Основной объем базальтового материала поступал на первом этапе вулканизма, когда в позднем миоцене –плиоцене образовались главные вулканические плато (месеты). Позже, в плиоцен-четвертичное время, после перерыва, поверх плато-базальтов формировались шлаковые конусы, лавовые потоки и пирокласты комплексов «пост-плато», суммарный объем которых на порядок меньше. Геохимические и изотопные характеристики свидетельствуют о сложном процессе магмогенеза. Он начинается образованием базальтовой магмы при адиабатической декомпрессии и частичном плавлении астеносферы типа OIB (ocean-island basalt), при ее подъеме в окно слэба. При этом к магме присоединяются выплавки из океанической коры слэба, образующиеся при разогреве по краям литосферного окна. На следующей стадии, при прохождении магмы вверх через астеносферный клин и мантийную часть континентальной литосферы, происходит контаминация характерными компонентами нормального надсубдукционного магматизма Магмогенез завершается в континентальной коре процессами ассимиляции и фракционной кристаллизации.

Проксимальные и дистальные проявления магматизма, порождаемые субдукцией Чилийского хребта не только разобщены пространственно, но и коренным образом различаются по своему происхождению. Первые развиваются на основе толеит-базальтовой магмы типа MORB (mid-ocean ridge basalt), которую еще продолжает генерировать деплетированная мантия под спрединговым хребтом, вступающим в зону субдукции. Вторые определяются частичным плавлением астеносферы типа OIB (ocean-island basalt) при её подъеме в окно слэба.Замена одного механизма магмообразования другим, более глубинным, происходит на немалом пространстве восточнее п-ва Тайтао, где на протяжении почти 200 км, вплоть до базальтовых полей Патагонии, магматические проявления субдукции Чилийского хребта неизвестны.

Таким образом, активная субдукция Чилийского спредингового хребта дает важный для палеорекострукций материал о свойственных этой геодинамической обстановке проявлениях проксимального и дистального магматизма континентальной окраины – вблизи и на удалении от точки тройного сочленения. Их разделяет лишенное магматизма пространство как раз там, где трассируется линия окраинно-материкового вулканического пояса, отмирающего здесь на время субдукции хребта. Если сочленение с хребтом мигрирует, то проксимальный и дистальный магматизм смещаются вдоль континентальной окраины. Так вблизи желоба формируется и наращивается в длину пояс проксимальных магматитов - «преддуговой» относительно окраинно-материкового вулканического пояса, возобновившего свою активность. Ареалы дистального магматизма попадают в «задуговую» область.

Среди известных палеореконструкций взаимодействия спредингового хребта с континентом выделяется тихоокеанская окраина Аляски - как сохранностью геологического материала, так и его изученностью. Для палеоцена – эоцена (62-50 млн.лет) там восстанавливается косоориентированная субдукция со смещением спредингового хребта более чем на 2000 км вдоль края континента, оставившая след в виде «преддугового» магматического пояса Санак-Бараноф. Для представительного отрезка этого пояса, выступающего на острове Кодьяк, мы провели сравнение с наиболее полным эталоном, охарактеризованным выше – с плиоцен-голоценовым магматизмом области современной субдукции Чилийского хребта. Изверженные породы размещаются в полосе шириной до 60 км и образуют две магматические зоны, различающиеся как по возрасту, так и по составу пород.

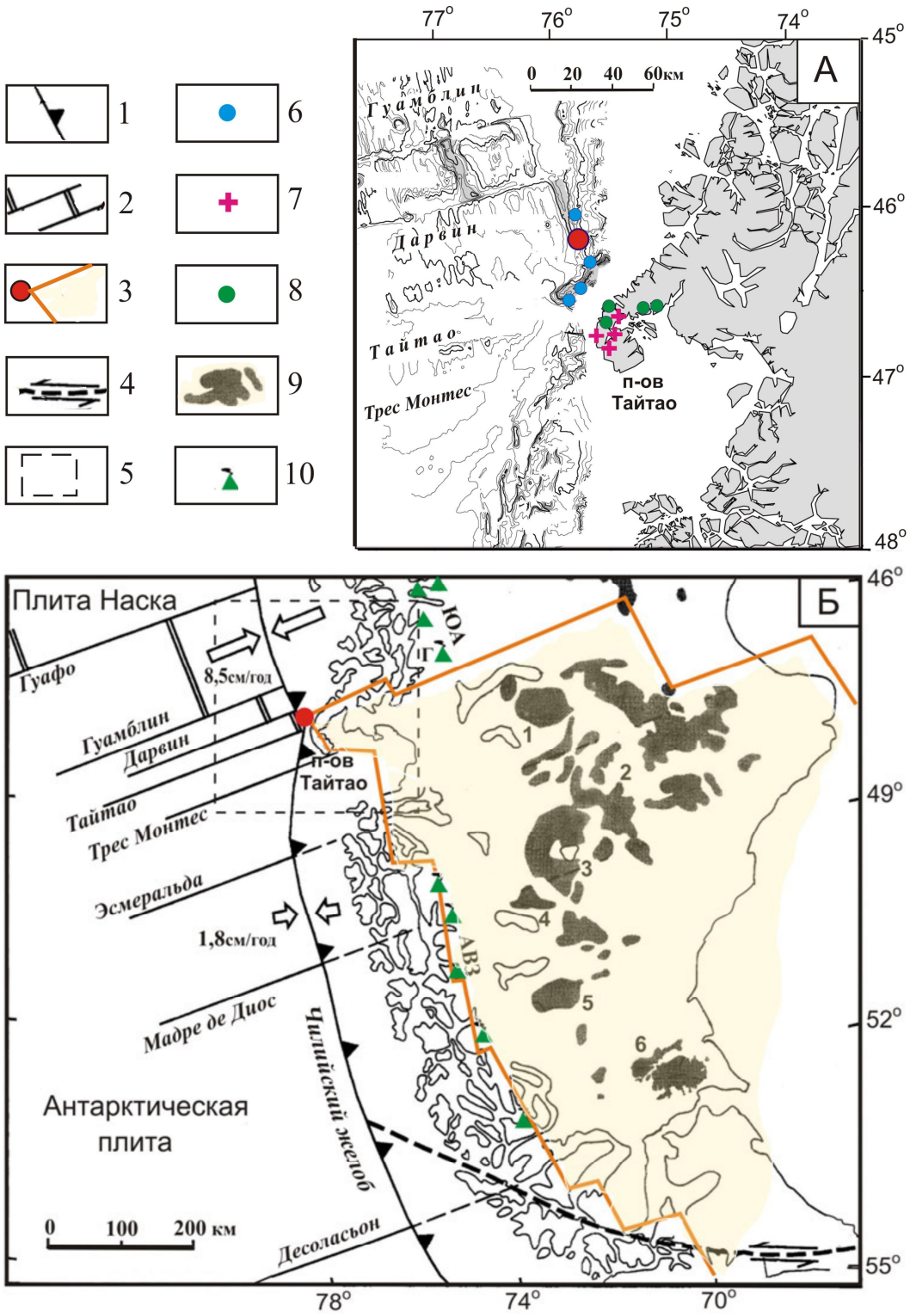


Рис.1. Область субдукции Чилийского спредингового хребта под Андскую континентальную окраину

А- проявления плиоцен-четвертичного магматизма вблизи современной точки тройного сочленения у п-ва Тайтао. Б- расчетные контуры литосферного окна (раскрывавшегося по мере субдукции Чилийского хребта со среднего миоцена) и ареалы базальтового магматизма над ним. Использованы данные K.Breitsprecher, D.J.Thorkelson,2009; C.Guivel et al.,1999; M.D'Orazio et.al.,2000.

1- конвергентная граница (глубоководный желоб); 2- сегменты осевой зоны Чилийского хребта, разделенные трансформными разломами; 3- точка тройного сочленения плит и расходящиеся от нее границы литосферного окна под континентом; 4- разлом Магальянес; 5- границы рис.А на рис.Б; 6-8 – проксимальные магматические проявления субдукции хребта: вулканиты позднего плиоцена – квартера на краю желоба (6), гранитные интрузии (7) и вулканиты конца миоцена – раннего плиоцена на п-ве Тайтао (8); 9- дистальные магматические проявления субдукции хребта: базальтовые ареалы Лаго Буэнос Айрес *[1]*, Месета Сентраль *[2]*, Муэрте *[3]*, Вьенто *[4]*, Вискачас *[5]*, Пали-Айке *[6]*; 10- пояса субдукционного вулканизма: Южно-Андский (ЮА, в том числе Г- вулкан Гудзон) и Austral ная вулканическая зона (АВЗ). Встречными стрелками обозначена конвергенция плит

Главная зона представлена гранитоидами «батолита Кодьяк» которые прорывают аккреционный комплекс Кодьяк, обнажаясь в одном большом (>700 км^2) и множестве мелких выходов. К другой аккреционной формации Гоуст-Рокс более узкая фронтальная зона, которая формировалась в непосредственной близости к глубоководному желобу палеогенового времени. К ней приурочены небольшие плутоны, дайки и эффузивы основного и, реже, среднего состава.

Сравнение с областью современной субдукции Чилийского хребта показывает, что по главным параметрам рассмотренный отрезок пояса Санак-Бараноф соответствует проявлениям проксимального магматизма у п-ва Тайтао. Ширина захваченного этим магматизмом края континента сходна с шириной магматического пояса на острове Кодьяк. Одинакова зональность магматизма: преимущественно базальтовые проявления размещаются непосредственно у края желоба, а гранитные интрузии - на дистанции в первые десятки километров от этого края. В обоих случаях установлены MORB–специализация исходной базальтовой магмы и обязательное участие в магмогенезе материала осадочных толщ. Таким образом подтверждается представление о формировании пояса Санак-Бараноф в связи с субдукцией спрединговых хребтов.

Столь высокая степень сходства магматических комплексов указывает на подобие условий субдукции хребта, регулирующих температурный режим магмогенеза и участие в нем пород разного состава. Погружение спредингового хребта под Аляску, также как в случае Чилийского тройного сочленения, происходило в условиях косоориентированной к желобу субдукции при взаимодействии с осадочным материалом аккреционной призмы.

Возможности палеореконструкции ведут к выявлению все новых магматических комплексов и структур, образовавшихся при субдукции спрединговых хребтов. Их особенно много на северо-восточном обрамлении Тихого океана, где в течение кайнозоя ушла под континент значительная часть восточно-тихоокеанской системы зон спрединга.

К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОГО БОРТА СЕВЕРО-ТАТАРСКОГОТРОГА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Ломтев В.Л.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, (lomtev@imgg.ru)

Геологическое строение дна Татарского пролива (четвертичный тектонический трог или остаточный прогиб [4,5]) и особенно его северной, мелководной части (Северо-Татарский трог), изучается более 50 лет [2-8]. К 1988 г. на его сахалинском шельфе пробурено 11 скважин и 2 на о-ве Монерон, открыта мелкая Изыльметьевская залежь газа и выделен Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн. Столь неудачные результаты нефтегазопоисковых работ связаны с отсутствием коллекторов в депоцентре неогенового краевого бассейна (прогиба), дальним (> 50 км от Сихотэ-Алиня – главной области сноса) транзитом терригенных осадков по пологому (до 1 м/км) дну [3,5], удревнением (до олигоцена) трога и смежного Камышевого инверсионного моноклинория Сахалина как области сноса, хотя встречные клиноформы в верхах дерюгинского, позднеплиоцен-четвертичного сейсмокомплекса надежно фиксируют их молодой, заведомо четвертичный, возраст (коррелятная толща).

Выбор термина «трог» [4-7] вместо более распространенного «рифт» [2] вытекает из разного тектонического строения бортов, включая известную широтную асимметрию по осадочному неогену, абразионный сахалинский и аккумулятивный материковый шельфы. На первом особо выделим диагональные полуантиклинали СЗ простирания, обычно сопряженные с надвигами и взбросами восточного падения (ретроразломы), входящими в мегадуплекс Западно-Сахалинского вдольберегового разлома.

В сводке [2] вместо переноса нефтегазопоисковых работ на коллектора приматериковой зоны регионального выклинивания отложений неогена и палеогена (сергеевский комплекс) на западном, борту Северо-Татарского трога по прежнему рекомендуют сахалинский шельф. При интерпретации в [2] данных МОГТ, грави- и магнитометрии ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) не были отмечены, особенно в полосе протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1), многочисленные газовые окна и вертикальные столбы или т.н. факелы (газопроявления), аномалии типа «залежь» (АТЗ), молодые, растущие структуры прорыва флюидов, сходные по строению с грязевулканами, часто завышенная (>2 с) для зоны выклинивания мощность отложений палеогена и заглубление кровли акустического фундамента, сложенного породами мела с выходом за пределы сейсмозаписи [3-7]. Впервые газопроявления и АТЗ на профилях МОГТ ДМНГ обнаружены в 1987 г. на погребенном Сюркумском выступе.

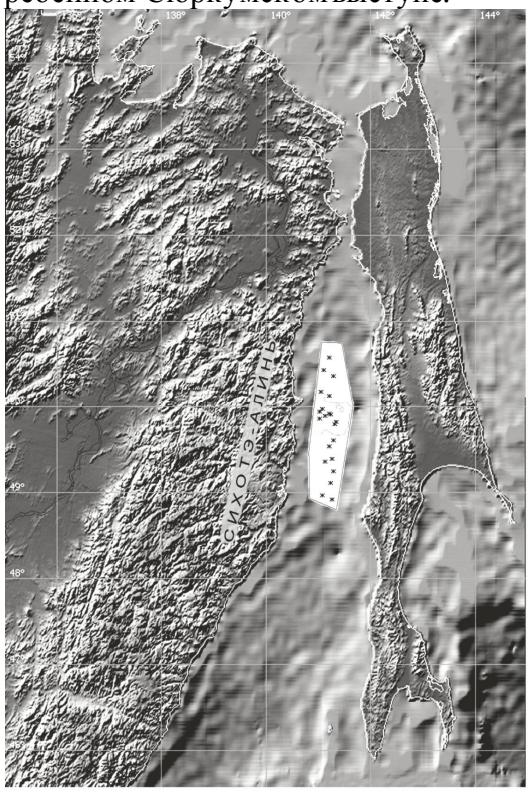


Рис. 1. Карта аномалий типа «залежь» и структур прорыва флюидов на западном борту Северо-Татарского трога. Топооснова карты см. http:tsun.ssec.ru/tsu (Новосибирск)

В тектоническом плане он представляет собой широкий (40х40 км) структурный нос площадью 1600 км^2. Согласно [3-5,7] в миоцене - верхах палеогена здесь формировалась прибрежная банка (рис. 2).

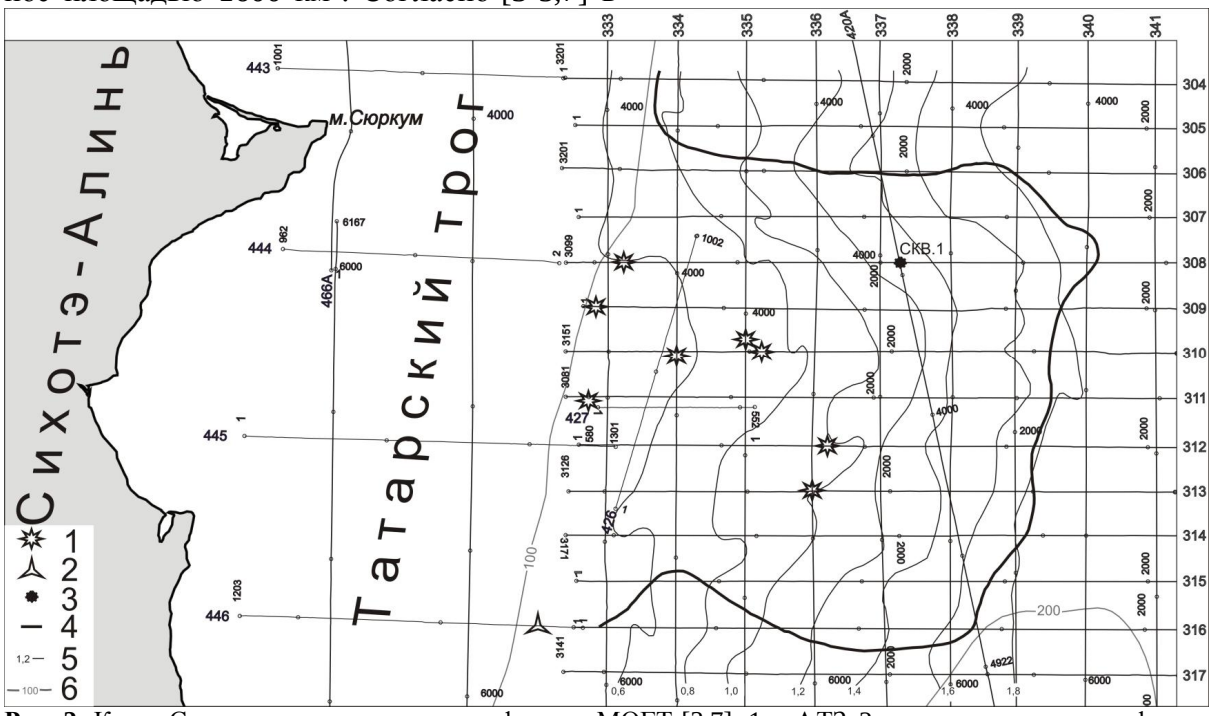


Рис. 2. Карта Сюркумского выступа с профилями МОГТ [3,7]: 1 – АТЗ, 2 – структура прорыва флюидов, 3 – скв. 1, 4 – контур выступа, 5 – изохроны кровли выступа в секундах двойного пробега, 6 – изобаты в метрах

Газовые окна и столбы или газопроявления известны в сейсморазведке МОВ более 50 лет и на профилях МОГТ и НСП выделяются по перерыву или заметному ослаблению сейсмозаписи, связанному с избыточной (~5-30%) газонасыщенностью осадочного разреза [1]. На западном борту Северо-Татарского трога они распространены широко, особенно в полосе на рис. 1. Они обнаружены в отложениях палеогена, неогена и квартера, местами достигая дна [7]. Основным источником газа видимо являются отложения палеогена значительной (>4-5 км), хотя и не установленной, мощности [6,7].

Аномалии типа «залежь» (АТЗ) вызваны заметным снижением скорости распространения продольных волн в продуктивных, особенно газовых, пластах (до 30% [1,7]). Для центра залежи, например, Чайвинской (шельф СВ Сахалина) характерен ложный симметричный провал отражающих границ, включая низы покрышки, а на ее периферии – их ложное выполаживание (трапеция или минигайот). Поперечники АТЗ и залежей в Северо-Сахалинском нефтегазоносном бассейне по В.Э. Кононову соотносятся как 1:3 [1]. Известны и другие признаки залежей углеводородов на профилях МОГТ [7]. На западном борту Северо-Татарского трога картированы около двух десятков АТЗ обеих типов (рис. 1). Их диаметр достигает 0,8-2,5 км. Вместе с газопроявлениями и структурами прорыва флюидов они образуют меридиональную полосу протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1). Она намечает депоцентр погребенного и частью инверсированного палеогенового краевого прогиба складчатого Сихотэ-Алиня [6,7].

Структуры прорыва флюидов на западе Татарского пролива впервые описаны в [4,5]. Это вертикальные, сложно построенные зоны перерыва отражающих границ в кайнозойском осадочном чехле, сходные по строению и вероятно генезису с грязевулканами, в том числе сахалинскими [1,7]. Их образование обычно связывают с крупными надвигами или взбросо-надвигами и их зонами аномально высокого

пластового давления, газоводонасыщения и разуплотнения глинистого разреза (сопочная брекчия) в лежачем крыле [1,7]. Следовательно, структуры прорыва флюидов позволяют наметить положение фронтального, вероятно преднеогенового, надвига Сихотэ-Алиня на внутреннем материковом шельфе. Разлом четко выделяется в аномальном гравитационном поле [2], имеет западное падение и является региональным экраном по-крайней мере для углеводородов и сопочной брекчии в палеогеновой части разреза [7].

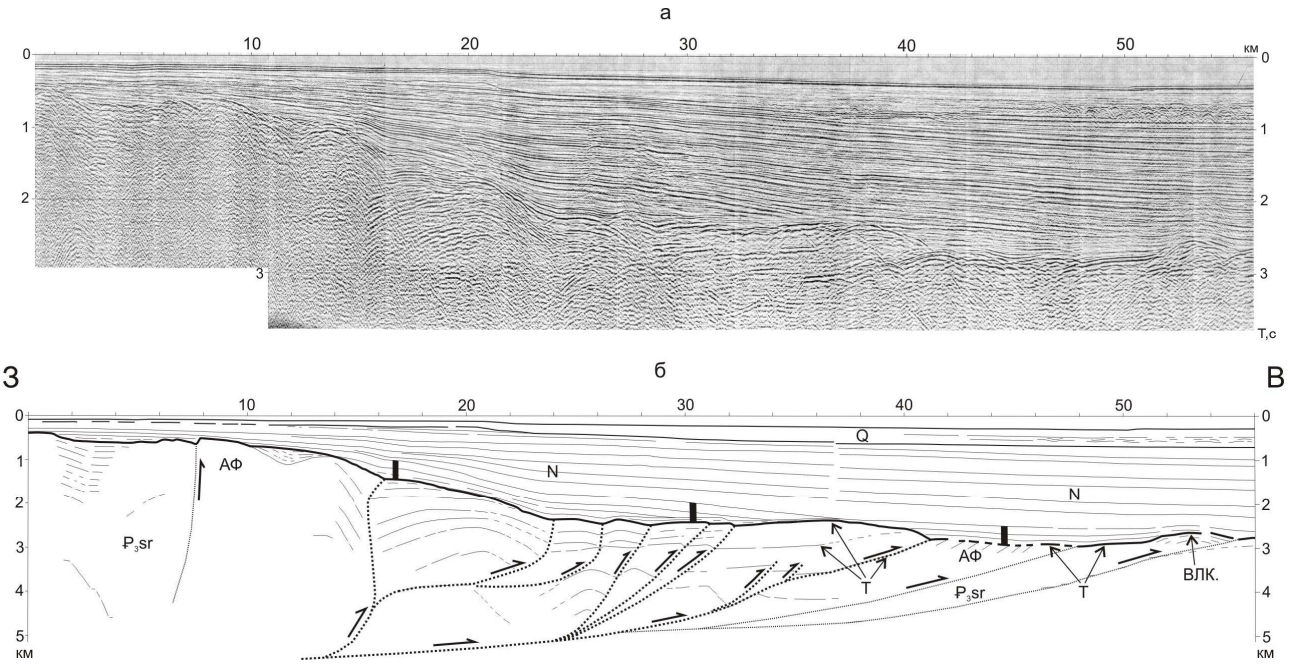


Рис. 3. Временной (а) и глубинный (б) разрезы МОГТ 452 [6]. Вертикальный м-б в секундах двойного пробега, горизонтальный – в км из расчета 40 гидроточек ОГТ = 1 км профиля. АФ – акустический фундамент, Т – траппы, влк. – вулкан, Q – четвертичные осадки, N - неогеновый чехол, P_3sr – сергеевский комплекс. Крупные точки - разломы аллохтона, мелкие – мористее него, а стрелки указывают направление смещения по ним. Черные колонки выделяют подошвенную пачку неогена, залегавшую субгоризонтально во время накопления

Итак, на западном борту Северо-Татарского трога по данным МОГТ (объекты 22/83, 14/86) закартирована газо- и возможно нефтеперспективная зона в отложениях неогена (зона регионального выклинивания) и палеогена (депоцентр краевого прогиба), близкая по размерам Северо-Сахалинскому кайнозойскому нефтегазоносному бассейну (рис. 1). Крупнейшей структурной ловушкой углеводородов является погребенный Сюркумский выступ мористее одноименного мыса (рис. 2). Региональная газонасыщенность отложений палеогена на западном борту трога определяют их преобладающую акустическую прозрачность (кроме верхней контрастной пачки [2,7]). Лишь на юге мористее порта Совгавань на нескольких профилях обнаружены его акустическая контрастность и заметный видимый раздув мощности (клин т.н. совгаванского палеогена). Так, при повторной интерпретации широтного профиля МОГТ 452 (об. 14/86) удалось наметить складчато-надвиговое строение этого клина, связанное с преднеогеновой активной окраиной Сихотэ-Алиня, переслаивание и/или замещение осадочных отложений эффузивами олигоцена - раннего миоцена (рис. 3 [6]).

Автор благодарен К.Ю. Торгашову и гл. геологу ДМНГ, к.г.-м.н. А.В. Савицкому за профили МОГТ по Северо-Татарскому трогу и возможность их повторной геологической интерпретации [3-7], а М.Г. Гуринову (ИМГиГ) за помощь в компьютерной подготовке графики доклада.

Настоящая работа также поддержана грантом РФФИ - Дальний Восток №09-05-98577.

Литература

1. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях / В.Л. Ломтев и др. // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 107-119.
2. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
3. Геолого-геофизическое обоснование на бурение Сюркумской параметрической скважины №1 / В.Л. Ломтев и др. Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1987. 6 с.
4. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86) / Л.С. Чуйко и др. Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1988. 284 с.
5. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63-69.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сеначин В.Н. К строению Татарского трога (Японское море): новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. №3. С. 58-69.
7. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю., Патрикеев В.Н. Признаки газоносности западного борта Татарского трога (Японское море) // Вестник ДВО РАН, 2008. №6. С. 63-71.
8. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн / Ю.А. Тронов и др. // Тихоок. геология, 1987. №6. С. 45-49.

К СТРОЕНИЮ ВОСТОЧНОЙ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

Ломтев В.Л.[а], Литвинова А.В.[б]

[а] *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, (lomtev@imgg.ru)*
[б] *ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск, (litvinova@dmng.ru)*

В докладе по данным высокочастотного МОГТ, промера, грави- и магнитометрии ОАО «Дальморнефтегеофизика» (ДМНГ) 2000 и 2004 гг. рассматриваются новые особенности строения восточной подводной окраины Северного Сахалина (рис. 1,2).

Трехбратская мегантиклиналь и мегадайка (ТМД). Представляет собой антиклинальный выступ позднемелового акустического фундамента на шельфе СВ Сахалина, ограничивающий с востока Северо-Сахалинский кайнозойский осадочный бассейн (краевое поднятие [10]). Реже его называют Восточно-Одоптинским или Шмидтовским поднятием [11,14].

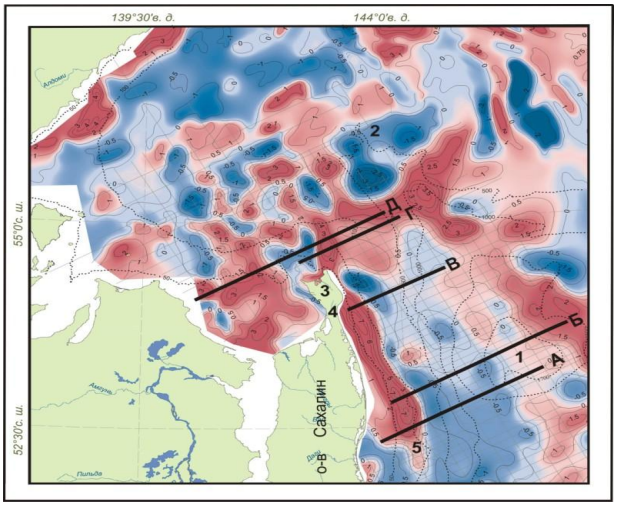


Рис. 1. Карта магнитных аномалий (по данным В.А. Зайцева, ДМНГ) и батиметрии Северного Сахалина с профилями МОГТ **А-Д**: 1 – впадина Дерюгина, 2 – каньон Ионы, 3 – п-ов Шмидта, 4 – Охинский перешеек, 5 – Трехбратская мегадайка. Изодинамы в нанотеслах (n* 10^2 нТл), изобаты в метрах

Выступ маркируют мощные линейные положительные аномалии магнитного и гравитационного полей (рис. 1), поэтому еще в [1] здесь выделили зону Восточно-Сахалинского глубинного разлома восточного падения с телами ультрабазитов. В плане она включала в себя Восточный хребет п-ова Шмидта с раннемезозойским интрузивным комплексом (преимущественно серпентиниты [2,11,14]) и выходила на широкий шельф северного подводного продолжения Сахалина. Т.о. его протяженность достигает 360 км.

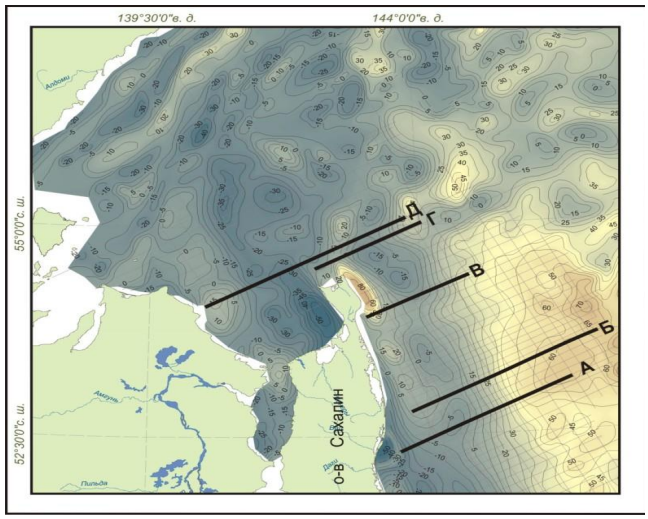
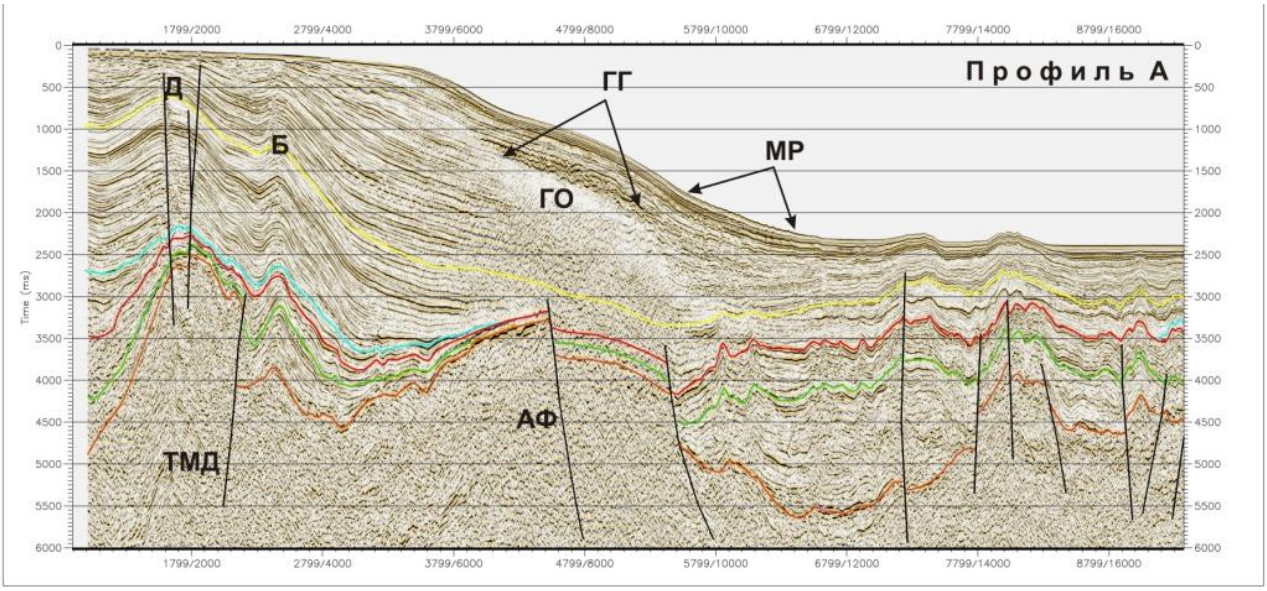
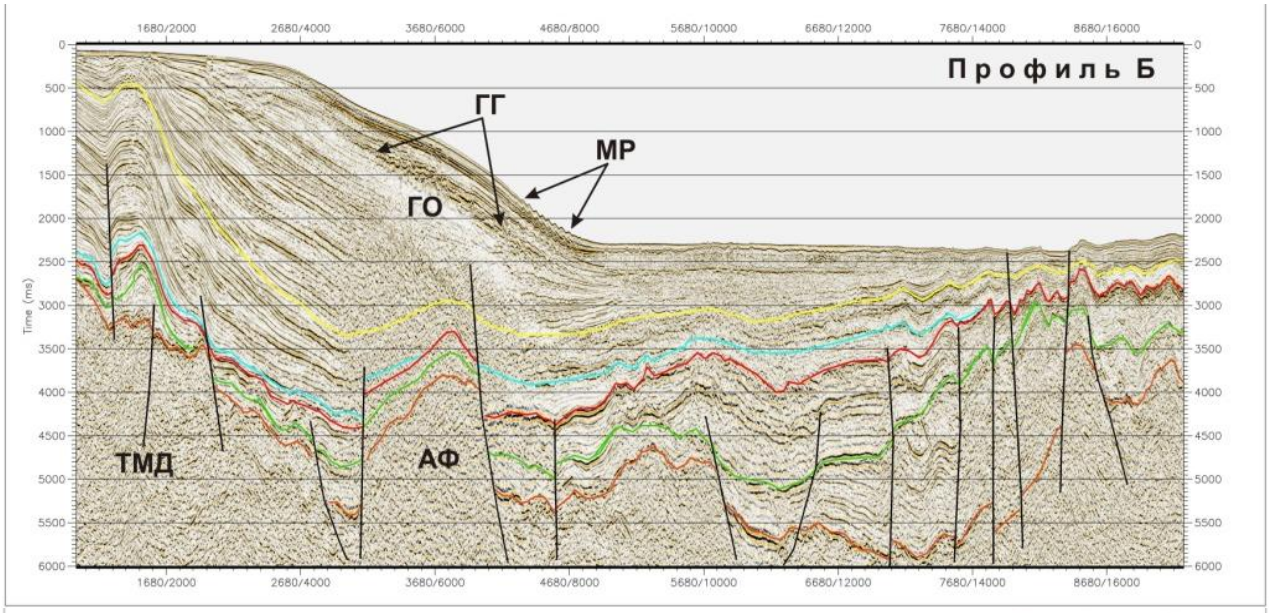


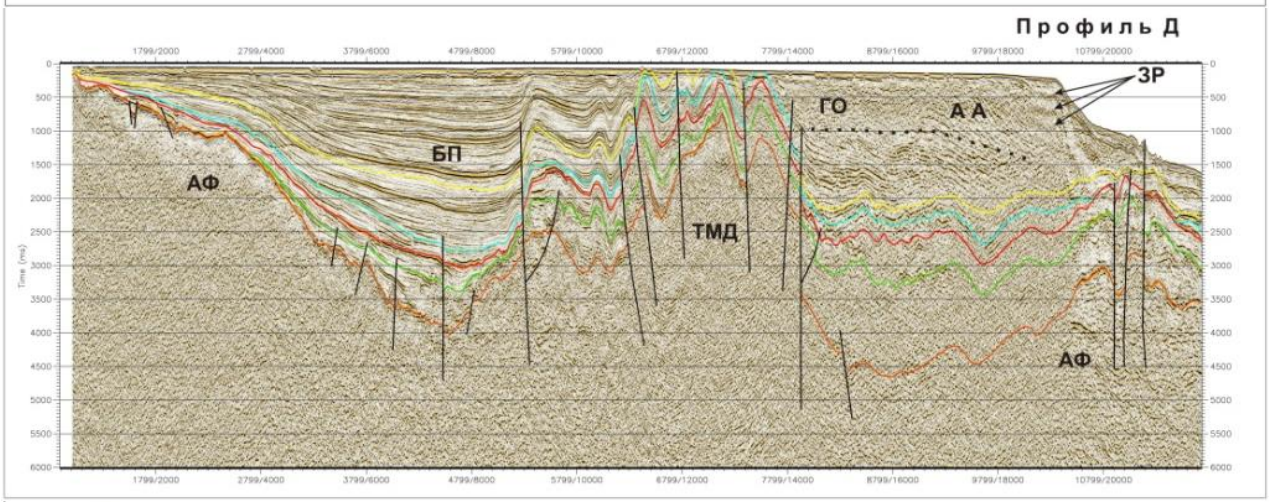
Рис. 2. Карта гравианомалий Северного Сахалина в редукции Буге (по данным В.А. Зайцева, ДМНГ) с положением профилей МОГТ **А-Д** (оцифровка изоаномал гравитационного поля условная)

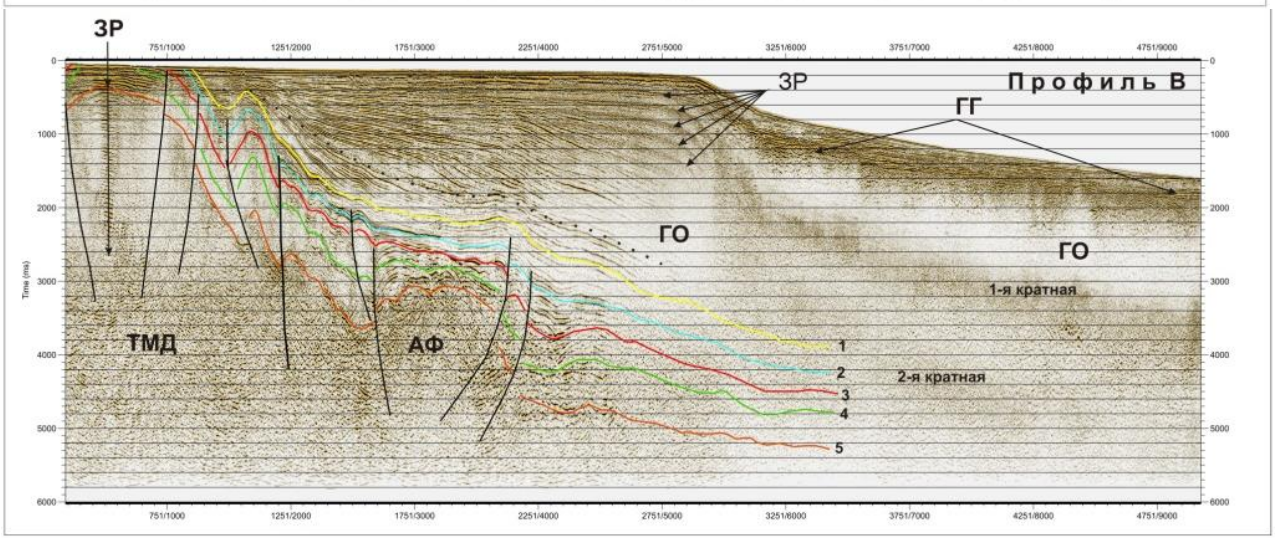
Вместе с тем профили МОГТ **А-Д** на рис. 2 четко фиксируют постседиментационный подъем акустического фундамента (Трехбратская мегантиклиналь) и перекрывающего кайнозойского чехла. В последнем возникли одна или нескольких молодых асимметричных антиклиналей, своды которых обычно абрадированы на уровне шельфа (палеосуша). Поскольку последний в Мировом океане принято датировать поздним плейстоценом, то время образования мегантиклинали с учетом стратиграфии осадочного кайнозоя на шельфе СВ Сахалина [3,14] можно определить ранним-средним плейстоценом [9].

С учетом мощных положительных линейных аномалий магнитного и гравитационного полей на рис. 1 [1,11,14] приходим к выводу, что молодая Трехбратская мегантиклиналь имеет интрузивную природу (мегадайка ультрабазитов, в основном видимо серпентинитов [14]). Аналогично охотским и Цусимской мегадайкам [4,5] ее тело на профилях МОГТ местами (профиль **В**) маркируют зоны реверберации. В плане южное окончание ТМД картировано на широте Ныйского залива, а северное - с двумя развилками (близ горы Три Брата на юге Восточного хребта п-ова Шмидта и на 55 параллели) - прослежено вдоль СВ шельфа и северного подводного продолжения Сахалина до 56^0 с.ш. На широте Луньского залива и далее к югу до подводного хребта Терпения прослеживается более сложно построенная Пограничная мегадайка, фиксируемая в геофизических полях аналогично ТМД. Т.о. можно предполагать, что обе мегадайки маркируют фронтальный взбросо-надвиг Сахалинской кордильеры и связаны с внедрением ультрабазитов. Его падение к западу по мнению В.А. Паровышнего (ИМГиГ, личн. сообщ., 2010) фиксирует сдвиг в плане оси магнитной аномалии на 1-2 км мористее оси гравианомалии на Восточном хребте п-ова Шмидта [2] из-за меньшей глубинности магниторазведки в сравнении с гравиразведкой. Последующее изучение ТМД и ее апофиз-складок, например, на профиле **А** близ пикета 1700, связано с термогенерацией углеводородов в Северо-Сахалинском бассейне [9] и проблемой разделения геофизических аномалий от разновозрастных (ранний мезозой и поздний кайнозой) интрузий ультрабазитов.




Профиль Б
ГГ
МР
ГО
ТМД
АФ
Time (ms)


Профиль Д
ЗР
ГО
А А
БП
АФ
ТМД
АФ
Time (ms)


ЗР
ЗР
Профиль В
ГГ
ГО
ГО
1-я кратная
ТМД
АФ
1
2
3
4
5
2-я кратная
Time (ms)

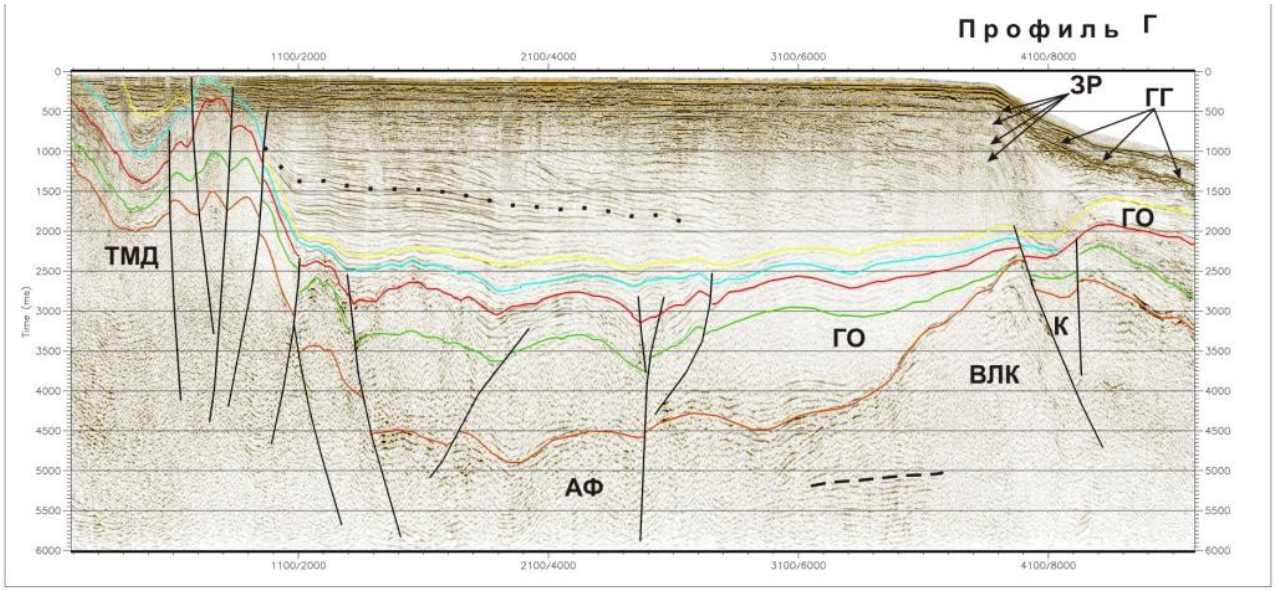


Рис. 3. Профили МОГТ **А-Д**. Вертикальный м-б в секундах двойного пробега, горизонтальный м-б равен 25 и 12,5 м между точками SP/CDP. **АФ**–акустический фундамент, **ТМД**–Трехбратская мегадайка, **ГГ**-газогидраты, **ГО**-газовое окно, **МР**-мегарябь, **Д,Б**-Дагинская и Баутинская складки, **ЗР**-зона реверберации, влк. – вулкан с кратером (**К**), **БП**–Байкальский прогиб, **АА**-авандельта Амура; границы сейсмокомплексов (1-5 и цвет) на профиле **В** и др. (цвет): 5 – кровля АФ, 4 – кровля палеогена, 3 – кровля нижнего–среднего миоцена, 2 – кровля среднего-верхнего миоцена, 1 – кровля верхнего миоцена–нижнего плиоцена. Черные квадраты – несогласие в подошве призмы, черные линии - разломы

Осадочная, внешний шельф – склоновая, призма. Завершает проградационный разрез Северо-Сахалинского кайнозойского бассейна мористее Трехбратской мегантиклинали, т.е. в полосе т.н. Восточно-Сахалинского прогиба в рельефе акустического фундамента (рис. 1,2).

Призму слагают выносы Амура, которые в верхней части дополняют продукты абразии складчатых шельфовых структур растущего в сахалинскую фазу складчатости и орогенеза (конец позднего плиоцена – квартер) горного сооружения Сахалина. Геологами ДМНГ осадочная призма сейчас целиком относится к помырскому комплексу, который в [3,14] датируют средним плиоценом (3-2 млн. лет). На рис. 2 она опознается по конседиментационному раздуву (до 1,7-2,1 км) на восточном крыле мегантиклинали, клиноформам наращивания с угловым несогласием в подошве мористее и региональным наклоном осадочных слоев в батиальную впадину Дерюгина. Несогласие очевидно коррелятно ТМД, т.к. на ее южном погружении оно переходит в согласие между нутовскими и помырскими осадками (сравни с разрезами МОГТ на с. 175-177 в [14]). Формирование несогласия обусловлено вероятно разгрузкой придонных потоков наносов с края неогеновой авандельты Амура в зоне перехода от крутого склона мегантиклинали к пологому склону мористее. Т.о. шельф СВ Сахалина здесь слагают разные по возрасту осадки: нутовские к западу от ТМД и помырские восточнее. В зоне развития первых картированы фации авандельты Амура и почти все нефтегазоносные, частью абрадированные, структуры тектонической или комбинированной, глинисто-диапировой природы [9,14]. На внешнем шельфе и подводном склоне СВ Сахалина давно предполагают подводные конусы выноса [3,12,14]. Однако они почти не влияют на явно тектоническую спрямленность склона в плане (рис. 1а). Выделим также асимметричную мегарябь в его основании на профилях **А**,**Б**, связанную с придонным (контурным) течением, а также отсутствие нормальных (ступенчатых) сбросов, характерных для рифтограбенов. К

последним традиционно относят смежную впадину Дерюгина [11-14].

На профилях **А**,**Б** обратим внимание на пологий подъем или восстание помырских слоев к востоку в основании склона и на прилегающем ложе впадины Дерюгина, что не согласуется с общепринятой моделью их накопления из придонных турбидитных потоков, стекавших с края авандельты Амура [12]. Заметим, что аналогичное строение имеют турбидиты в глубоководных желобах, что в [5] объясняют постседиментационным опусканием дна под литостатической нагрузкой тектонопары «региональный шарьяж – аккреционная призма» на их внутреннем склоне.

Газ и придонные газогидраты. На профилях МОГТ и НСП газонасыщенность кайнозойского осадочного чехла на подводных окраинах мира определяют по газовым окнам, столбам, факелам, в том числе в воде, грязевулканам и близким им по строению структурам прорыва флюидов (криптовулканы), а также газогидратам. Последние фиксирует контрастная и параллельная дну отражающая граница BSR (bottom-simulating reflector) на глубине до 300-600 м [7]. В исследуемом районе газ (в основном метан) обнаружен в осадках и воде. Придонные газогидраты хорошо известны на подводном склоне Сахалина по данным газовой съемки, гидролокации и грунтоотбора, проводившихся д.г.-.м.н. А.И. Обжировым (ТОИ ДВО РАН) с коллегами [8,13 и ссылки в них]. Их результаты независимо подтверждают представленные профили МОГТ ДМНГ со сложным волновым полем (рис. 2).Так, на профилях **В**-**Д** тонкий (до 10 м) слой газогидратов залегает близ края шельфа почти сразу под дном, формируя зону реверберации сейсмического сигнала. С шельфа контрастные газогидраты прослеживаются на склон, где они слегка драпированы рыхлыми осадками, имеют заметно увеличенную мощность и весьма неровную, с карманами, подошву. Под газогидратами местами формируется крупное газовое окно, фиксирующее их экранирующие свойства (флюидоупор). В последнем случае на него наложены «размытые» 1- и 2- кратные отражения от их кровли (профиль **В**). С учетом других профилей МОГТ ДМНГ съемок 2000 и 2004 годов можно говорить об островном (очаговом) характере распространения придонных газогидратов близ края шельфа и на подводном склоне СВ Сахалина. Метан согласно [13] в основном биогенный. Источником его являются молодые выносы Амура, в том числе слагающие его четвертичную авандельту на широком шельфе северного подводного продолжения Сахалина (профиль **Д**) и осадочную, внешний шельф-склоновую, призму, надстраивавшуюся мористее ТМД (СВ Сахалин).

Т.о. данные МОГТ надежно фиксируют прослеживание придонных газогидратов со склона на шельф Северного Сахалина, что требует корректировки моделей их образования, например в [7]. Абразия и осушение шельфа в позднем плейстоцене позволяют предполагать, что в суровом климате региона приповерхностные газогидраты могли формироваться аналогично вечной мерзлоте. На профилях **В**-**Д** они не прослежены до ТМД, чему видимо препятствует повышенный кондуктивный теплопоток от нее. Однако в изученном тепловом поле ТМД пока не замечена [11].

Итак, в геологическом строении довольно изученной восточной подводной окраины Северного Сахалина обнаружены новые объекты для последующего детального изучения.

Литература

1. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря / Л.С. Маргулис и др. // Сов. геол., 1979. №7. С. 61-71.
2. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200000. Изд. 2. Серия Сахалинская. Лист N-54-XVII (мыс Елизаветы) Объясн. записка / А.А. Коноваленко и др. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 127 с.
3. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
4. *Ломтев В.Л.* К структурно-геоморфологической характеристике дна Охотского моря // Геология и полезные

ископаемые Мирового океана, 2009. №2. С. 70-81.
5. *Ломтев В.Л.* Цусимская шельфовая мегадайка (Японское море) // Физика геосфер: шестой Всеросс. симп.: мат-лы докл. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. С. 201-206.
6. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н.* Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
7. *Макогон Ю.Ф.* Газогидраты. История изучения и перспективы освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. №2. С. 5-21.
8. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 289 с.
9. Проблемы геологии шельфа Северо-Восточного Сахалина / В.Л. Ломтев и др. // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Мат-лы межд. науч. симп. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 2. С. 79-80.
10. Сейсмостратиграфическая модель Северо-Сахалинского осадочного бассейна / Ю.В. Лопатнев и др. Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 111-116.
11. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 159 с.
12. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина / Г.С. Мишаков и др. // Сов. геол., 1985. №7. С. 56-78.
13. Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) / Н.А. Николаева и др. // Тихоок. геология, 2009. Т. 3. №3. С. 38-52.
14. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 275 с.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕКУРОВСКОГО НАДВИГА (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЯКУТИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОСТРОЕНИЯ СБАЛАНСИРОВАННЫХ РАЗРЕЗОВ

Лохов Д.К., Прияткина Н.С.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия (dlkhv@yandex.ru)

Зона Чекуровского надвига расположена на стыке двух крупных блоков земной коры – Восточно-Сибирской платформы (Предверхоянский краевой прогиб) и Верхояно-Чукотской складчатой системы (Верхоянская складчатая область) [2,3]. Изучаемый район локализован в пределах Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора, складчато-надвиговая структура которого сформировалась в раннекиммерийское время в ходе коллизии Сибирской платформы и древнего Колымо-Омолонского блока. Возраст складчатости омолаживается в западном направлении и для фронтальных частей складчатой системы он определяется как конец позднего мела [2,3]. Характерной особенностью всей Верхоянской складчатой системы являются малые значения сокращений поверхности при складкообразовании, которые составляют в среднем 20-30%. К примеру, в сходных по строению канадских Кордильерах величины сокращений могут достигать 70% [4].

В составе изучаемой зоны Чекуровского надвига, представленной системой надвигов и пологих взбросов, сопровождающихся зонами смятия, выделяется два структурно-формационных комплекса [1]. Отложения первого комплекса, включающие терригенные и карбонатные породы рифейского, кембрийского, пермского, триасового и раннеюрского возраста, распространены в восточной части района на территории Верхоянской складчатой системы (Хараулахский хребет). Ко второму комплексу относятся распространенные в западной части района меловые отложения Предверхоянского прогиба [1].

Всего в целях изучения структурной эволюции Чекуровской зоны надвига и уточнения имеющихся данных о строении фронтальных частей Верхоянской складчатой системы, было построено и сбалансировано три разреза через район Чекуровского надвига, ориентированных вкрест простирания основных структур.

При построении и реставрации разрезов использовалось две различных методики. Первая заключалась в ручном построении разреза с последующей реставрацией площадным и линейными методами. В ходе площадной реставрации, площади слоёв в разрезе измерялись посредством оцифровки и последующего вычисления площадей полигонов в программе MapInfo. Затем, делением значений полученного значения площади на среднее значение мощности, для каждого слоя вычислялась его длина в реставрированном разрезе. Реставрация линейным методом производилась в целях установления положения и формы разрывных нарушений на реставрированном разрезе. При этом в программе MapInfo измерялась длина подошвы каждого слоя от линии сколки до места пересечения подошвы слоя с линией разлома, после чего на реставрированном разрезе горизонтально откладывались отрезки полученных длин, а по концам отрезков отрисовывалась линия разлома.

Упомянутые три разреза также были смоделированы и затем сбалансированы в программе 2DMove 2009.1 при помощи метода Move-on-Fault, принцип которого заключается в последовательном смещении деформируемых слоев по каждому из разломов в заданном направлении на заданную величину. Метод включает несколько алгоритмов, позволяющих моделировать складки, ассоциированные со смещениями по листрическим разломам, а также пологим региональным срывам с рамповыми изгибами. Комплексное использование вышеупомянутых

алгоритмов позволило, путем последовательного смещения слоев по каждому из разломов и внесения корректировок в их предварительно интерпретированную форму, смоделировать складчато-надвиговую структуру с геометрическими характеристиками, соответствующими картографическим данным (рис.1). Реставрация разрезов осуществлялась путем последовательного смещения деформированных слоев и разломов на те же величины в противоположном направлении.

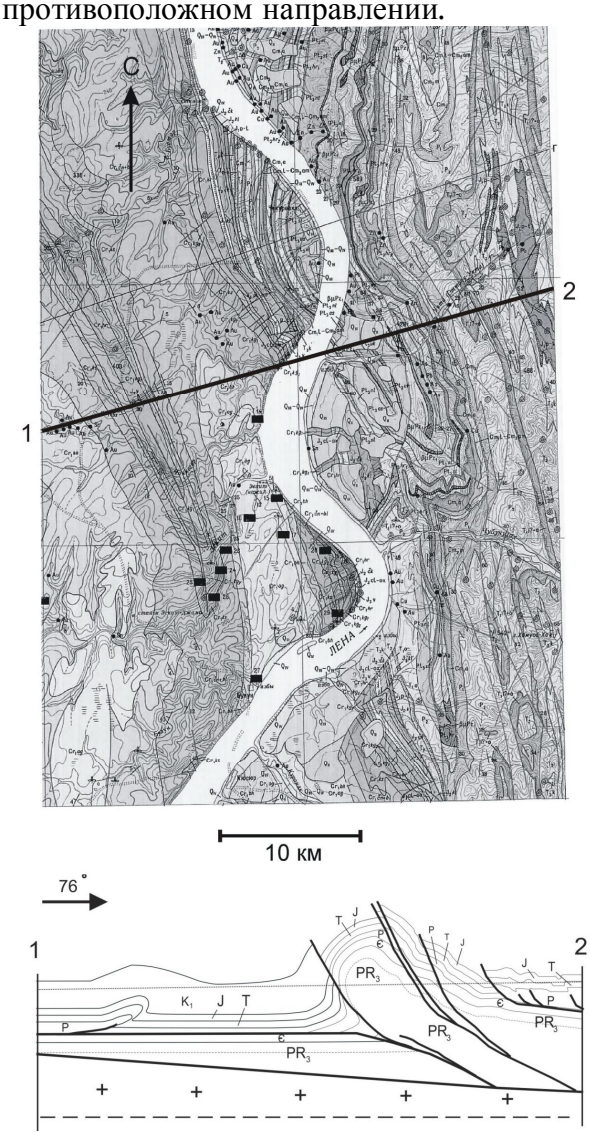


Рис. 1. Геологическая карта рассматриваемой территории и построенный разрез по профилю 1-2. (фрагмент листа R-52-VII-VIIIГГК СССР)

В результате построения и реставрации разрезов на основе двух различных методик были получены сходные результаты.

Так, на приведенном разрезе (рис.1) видно, что в западной части района отмечается пологое залегание пород с падением на запад под углом не более 10°. Восточнее отмечается более крутое залегание пород в виду того, что они смяты в антиклинальную, ассиметричную, запрокинутую на восток складку. Серия подобных складок, отмечаемых на всех разрезах, образовалась, по-видимому, за счёт мелких слепых взбросов, приуроченных к крупному межслоевому срыву в сланцевой толще пермского возраста, примыкающему к передовым надвигам Верхоянской складчатой области [1]. В центральных частях разрезов, в передовой части покровно-надвиговой системы, структура осложняется развитием Чекуровской антиклинали, непосредственно примыкающей к Чекуровскому надвигу и представляющей собой ассиметричную, закрытую складку с параболическим замком, запрокинутую к западу. Примыкающее к надвигу западное крыло складки характеризуется крутым падением с углами 80-90°, а на отдельных участках отмечается его опрокинутое залегание с падением слоев в восточном направлении. Чекуровская антиклиналь, западное крыло которой оконтуривается Чекуровским надвигом, на данном участке имеет форму асимметричной, слабо запрокинутой к западу, складки. В восточном крыле антиклинали, рассеченном крупными тыловыми надвигами, отмечается более пологое залегание пород с углами падения 50-60°. К востоку от тыловых надвигов структура становится более пологой (углы падения 30-40°). Артыкская синклиналь на этом участке с запада также оконтуривается крупным надвигом со слепым чешуйчатым веером, благодаря развитию которого синклиналь осложнена мелкой складчатостью [1]. В ходе реставрации разреза 1-2 в программе 2DMove установлено, что сокращение залегания пород составило 16% для Предверхоянского краевого прогиба, 36% для Чекуровской антиклинали и 11% - для Артыкской синклинали. Для других разрезов получены несколько отличные значения, что

свидетельствует о том, что структура данного района характеризуется некоторой латеральной неоднородностью. В целом же полученные данные о сокращении залегания и структурно-геологических характеристиках изучаемого региона согласуются с ранее опубликованными данными [2,3].

Литература

1. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист R-52-VII,VIII (Кюсюр); Объяснительная записка к листу R-52-VII,VIII. Л.: Изд-во Ленинградской картфабрики объединения «Аэрогеология», 1977
2. *Парфёнов Л.М, Прокопьев А.В.,* Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса.// Геология и геофизика, 1993. Т.34. №7, стр. 23-24.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). ред.: Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
4. *Price, R.A.* The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains // *McClay, K.R., Price, N.J., eds.,* Thrust and nappe tectonics. The Geological Society of London, Special Publication N 9, 1981. p. 427-448

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Лукин А.Е.

Черниговское отделение Украинского государственного геологоразведочного института Чернигов, Украина (ukrnigri@mail.cn.ua)

Наиболее перспективным путем решения основных теоретических проблем геологии нефти и газа является сравнительное изучение различных тектоно-геодинамических типов нефтегазоносных бассейнов. В полной мере это относится к сравнительному геохимическому и, в частности, изотопно-геохимическому изучению нафтидов. Одним из важнейших аспектов этой сложной, многоплановой проблемы является сопоставление их основных стабильно-изотопных параметров. Совокупность изотопных показателей ($\delta^{13}C$, δD, $\delta^{34}S$, $\delta^{15}N$) в целом позволяет достаточно полно охарактеризовать нафтидогенерирующие системы различных бассейнов, геодинамический и геотермодинамический режимы нафтидогенеза. При этом каждый из указанных показателей характеризует тот или иной фактор нафтидогенеза и (или) источники углеводородов. Отмечено четкое разделение в координатах "$\delta^{13}C$ – δD" и "$\delta^{13}C$ – $\delta^{34}S$" разновозрастных генераций нафтидов (их пространственное обособление в достаточно четко локализованные изотопно-геохимические поля носит характер временной развертки). Кроме того, наблюдаются существенные изотопно-геохимические различия нафтидов рифтогенных и субдукционных (а также других типов аккреционных) бассейнов. Наиболее чутким геодинамическим и геотермодинамическим показателем, благодаря резко выраженному масс-зависимому эффекту, является δD. Многоаспектная информативность изотопного состава других элементов, по-видимому, в той или иной мере определяется также масс-независимыми эффектами разделения изотопов. Согласно данным "новой (магнитной) изотопии" (А.Л. Бучаченко, 2007) можно полагать, что изотопные характеристики нафтидов отражают результаты длительной сортировки изотопных ядер по их магнитным моментам в ходе длительной геохимической эволюции Это открывает новые возможности в использовании изотопных показателей при моделировании нефтегазоносных бассейнов и выявлении источников углеводородов.

Данные сравнительного изучения ряда нефтегазоносных бассейнов, близких по широкому стратиграфическому, формационному, гипсометрическому, фазово-геохимическому диапазонам нафтидоносности и существенно различных по тектоно-геодинамической природе (нефтегазоносные бассейны Припятско-Донецкого авлакогена, Карпатского и Азово-Черноморского регионов, Западно-Сибирской плиты, Восточно-Сибирской платформы и др.) позволили: 1) установить явление пространственной суперпозиции разновозрастных, фазово-геохимических различных генераций нафтидов на ряде месторождений; 2) выделить ряд фаз нафтидогенеза – нефтегазонакопления в широком возрастном диапазоне (протерозой – кайнозой) и показать их закономерную связь с наложением тектоно-термальной активизации на автогенетическое развитие нефтегазоносных бассейнов; 3) установить источники углеводородов в данном конкретном бассейне; 4) выделить определенные типы нафтидогенерирующих систем, различных по вещественному составу и литогеодинамической природе субстрата. Результаты изотопно-геохимического моделирования подтверждают основные положения геосинергетической концепции нафтидогенеза – нефтегазонакоплени (А.Е. Лукин, 1989, 1999) и вносит существенные коррективы в современные представления о

главных фазах нефте- и газоообразования, зональности нафтидонакопления.

ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА ВДОЛЬ ПОЗДНЕДЕВОНСКОГО СВОДА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ)

Лукьянов В.Ф.

Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия
(ogg@geol.vsu.ru)

Одним из крупных палеоструктурных элементов, впервые выделенных в палеозойской истории Воронежской антеклизы, является Мамонская тектоническая депрессия, заложившаяся вдоль осевой линии ВКМ в начале верхнефранского времени [4]. Депрессия разделила Воронежский массив на две структурных зоны: Курско-Бобровский вал на севере и Валуйско-Кантемировскую зону глыбово-блоковых поднятий на юге (рис. 1). Возникшие структуры ограничивались активными разломами северо-западного простирания, близкого к простиранию Днепровско-Донецкой впадины. Морфологически Мамонская депрессия представляла собой широкую (от 30-40 до 120 км в устье) палеодолину, простиравшуюся вдоль древнего свода ВКМ на 350-400 км. В пределах восточного склона массива палеодолина переходила в приморскую аллювиальную равнину.

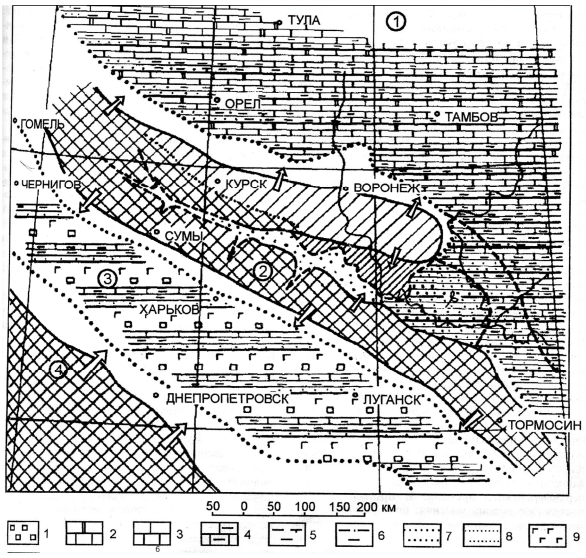


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта ВКМ в нижнефаменское время (по Лукьянову)

Южный борт долины был врезан в кристаллические породы докембрия, а северный – преимущественно в осадочную толщу живетского и нижнефранского возраста. Начиная с воронежского времени Мамонская депрессия стала заполняться континентальными отложениями мамонской толщи верхнефранско-фаменского возраста [8].

Успехи в изучении внутриплитной тектоники (2, 3, 6, 7) позволяют объяснить формирование Мамонской тектонической депрессии с позиций континентального рифтогенеза. Известно, что фомирование рифтовых зон в пределах платформ, как правило, связано с общим воздыманием и растяжением земной коры. Возникновению рифта обычно предшествует образование пологого прогиба, заполняемого континентальными озерно-аллювиальными и пролювиальными отложениями. Прогибы закладываются по ослабленным зонам кристаллического фундамента, которые, в свою очередь, возникают в зонах растяжения вдоль сводовых поднятий, Заложение коровых разломов, достигающих мантии, сопровождается активной вулканической деятельностью с излиянием щелочно-базальтовых лав и образованием базальтовых покровов. Отмеченный механизм формирования континентальных рифтов имел место и при заложении Мамонской тектонической депрессии [5].

Мамонская палеодолина является рифтогенной структурой, заложившейся вдоль верхнефранского свода ВКМ параллельно Днепровско-Донецкому авлакогену. По данным ГСЗ в пределах депрессии отмечаются блоки с пониженной плотностью верхней мантии и нормальной мощностью (38-40 км) земной коры [9]. В современном

структурном плане Мамонская депрессия располагается в пределах юго-западного склона Воронежской антеклизы.

Формированию рифтогенного прогиба предшествовало заложение ослабленной зоны в своде ВКМ как следствия разрядки тектонических напряжений в связи с интенсивным прогибанием Днепровско-Донецкого и Пачелмского палеорифтов. На границе живетского и франского веков в юго-восточной части ВКМ (в зоне будущего рифтогенного прогиба) произошла активизация разломов, сопровождавшаяся подводным эксплозивным вулканизмом с образованием туфов, туффитов и туфопесчаников ястребовского горизонта. Вулканизм имел пульсирующий многостадийный характер. Начальные стадии выражены эксплозиями щелочно-базальтового состава, конечные – трахириолитового и риолитового.

Раскрытие разломов, особенно интенсивно проявленное в юго-восточной части Мамонской депрессии, достигло максимума в позднефранское время, что привело к излиянию щелочно-базальтовых лав. Излияния лав происходили в континентальных условиях в две фазы с образованием покровов петинского и евлановско-ливенского возраста. Эффузивный вулканизм был связан с моментами наиболее интенсивных поднятий в зоне позднедевонского свода ВКМ. Базальты 2-ой фазы отличаются от базальбтов 1-ой фазы более кислым составом плагиоклазов и менее магнезиальными пироксенами [1].

Рифтогенный прогиб стал заполняться континентальными отложениями, начиная с воронежского времени. Но наиболее интенсивное накопление песчано-каолиновых отложений пролювиально-аллювиального генезиса происходило в фаменском веке. Основным источником обломочного материала служила Валуйско-Кантемировская зона глыбово-блоковых поднятий, в пределах которой на гранитоидах докембрия в дофаменское время сформировалась мощная каолинитовая кора выветривания. Рельеф в пределах указанной зоны периодически приобретал, судя по коррелятивным отложениям, черты низкогорья с абсолютными отметками до 500-600 м [4, 5]. От морского бассейна на севере Мамонский прогиб отделялся Курско-Бобровским субширотным валом, который исключал поступление обломочного материала в морской бассейн в пределах северного склона ВКМ.

Особенности заложения и развития Мамонской тектонической депрессии позволяют рассматривать ее как зону начального рифтогенеза. Эта палеоструктура явилась результатом особого механизма формирования самой Воронежской антеклизы, которая представляет собой сочетание двух разновозрастных моноклиналей: девонской (северо-восточное крыло) и каменноугольной (юго-западное крыло). Воронежская антеклиза как асимметричная сводовая структура девонско-каменноугольного чехла образовалась в результате миграции древнего свода ВКМ сначала в юго-западном (эйфельский и живетский века), а затем (с франского века) – в северо-восточном направлениях. Эта миграция отражала глыбово-волновые движения кристаллического фундамента в связи с более активным расширением Пачелмского, а затем Днепровско-Донецкого авлакогенов.

Заложение Мамонского рифтогенного прогиба могло произойти лишь в момент синхронного и по интенсивности одинакового погружения противоположных крыльев, что предопределяет стабильное положение свода и возникновение вдоль его осевой линии максимальных растягивающих напряжений. Такой момент в истории Воронежской антеклизы совпал с началом верхнефранского (петинского) времени и продолжался в течение фаменского века. Развитие Мамонского прогиба завершилось на стадии начального рифтинга без значительного утонения земной коры.

Литература

1. *Быков И.Н.* Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1975. 134 с.
2. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 286 с.
3. *Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континентов и зарождение океанов. М.: Наука, 1987. 206 с.
4. *Лукьянов В.Ф.* Тектоника палеозойского осадочного чехла юго-восточной части Воронежской антеклизы : автореф. дис….канд. геол. мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1972. 22 с.
5. *Лукьянов В.Ф.* Геодинамическая и фациальная обстановка накопления мамонской толщи в пределах Воронежской антеклизы // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: материалы междун. конференции. Воронеж, 2002, Т.1, с. 83-86.
6. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
7. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1984, № 2, с. 3-18.
8. *Раскатова Л.Г.* Палинологическая характеристика фаменских отложений центральных районов Русской платформы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1973. С. 119-124.
9. *Тарков А.П.* Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М., 1974. 172 с.

СЕКВЕНТНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯМОДЕЛЬ ДАТСКИХ (ПАЛЕОЦЕН) И ИПРСКО-ЛЮТЕЦКИХ (ЭОЦЕН) ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДГОРНОГО КРЫМА

Лыгина Е.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(08ekateryna03@mail.ru)

Введение. Данная публикация посвящена анализу развития Крымского бассейна в датское и ипрско-лютецкое время с позиций секвентной стратиграфии. Секвентная стратиграфия является одним из методов стратиграфии, широко применяемых в современных региональных геологических исследованиях. Она позволяет проводить детальную корреляцию геологических тел на уровне слоев и пачек, что не может обеспечить ни одно из существующих направлений стратиграфии, особенно когда это касается карбонатных тел.

При секвентно-стратиграфическом анализе автор использовал понятия и методики, подробно описанные в [3, 13]. Принципы секвентной стратиграфии, адаптированные для изучения карбонатных комплексов, были разработаны Р.Г. Люксом и Дж.Ф. Саргом [10].

Секвентностратиграфическая модель датких отложений Предгорного Крыма. В датских отложениях Предгорного Крыма выделяется одна секвенция третьего порядка продолжительностью около 3,8 млн. лет, а в ее пределах – маломощный трансгрессивный системный тракт (ТСТ) и тракт высокого стояния (ТВС). В районах с мелководным осадконакоплением (Юго-Западный, Центральный) четко выделяются все секвентные поверхности и системные тракты, в районах с глубоководным осадконакоплением (Восточный Крым) – достоверно можно говорить только о существовании ТВС.

Граница маастрихта и дания является, с одной стороны, трансгрессивной поверхностью, с другой – секвентной границей, которая отделяет секвенцию верхнего маастрихта [9] от палеогеновой. Она представлена поверхностью субаквального размыва типа твердое дно в Юго-Западном и Центральном Крыму и поверхностью незначительного размыва в Восточном Крыму. По продолжительности перерыв на этом рубеже составлял не менее 0,2 млн. лет, поскольку здесь отсутствуют отложения зон Р0+Рα, в течение которых в области Юго-Западного Крыма было размыто до 20 м осадков [1].

Верхнее ограничение датской секвенции отвечает секвентной границе и совпадает с границей датского и танетского ярусов. На этой границе в Юго-Западном Крыму фиксируется субаэральный размыв отложений [4]. По продолжительности перерыв соответствует части позднего дания и зеландскому веку (не менее 3 млн. лет).

ТСТ в датских отложениях Юго-Западного района имеет мощность 4-7 м и сложен ретроградационной сменой алевритистых на криноидно-мшанковые известняки. Выше следует горизонт с кремневыми конкрециями, в верхней части которого проводится поверхность максимального затопления (ПМЗ), ограничивающая сверху ТСТ. Формирование ТВС в отложениях района приходится на вторую половину (средний–поздний) дания. Он представлен аггрaдационной серией массивных серпулово-криноидно-мшанковых известняков, а в верхней части – проградационной серией фораминиферово-криноидных известняков с линзами скопления детрита и пелоидами. Этому тракту отвечают максимальные скорости биопродукции на шельфе и соответственно большие мощности отложений. Во второй половине позднего дания на западе района фиксируется появление фораминиферово-пелоидных известняков, характерных для изолированных лагун, появление которых

связано с осушением шельфа в районе Симферопольского поднятия.

В отложениях Центрального района Предгорного Крыма ТСТ мощностью 12-14 м характеризуется ретроградационной последовательностью – известняк песчаный детритово-микритовый, выше сменяющийся криноидно-фораминиферовым с крупными конкрециями фосфорита и выдержанными горизонтами кремневых конкреций. Выше в толще чередования плотных и рыхлых известняков, переполненных панцирями морских ежей, спикулами кремневых губок, с горизонтами окремнения по ходам ракообразных, проходит ПМЗ, завершая ТСТ. Выше в западных разрезах Центрального района фиксируется ТВС, сложенный пачкой с аггрдационной последовательностью чередования более и менее отмытых от микрита спикуловых известняков с поверхностями ожелезнения, прослоями с глауконитом и фосфоритом, горизонтами с кремневыми конкрециями. К концу среднего дания эти породы сменяются пелоидными известняками фронтального склона отмели, а в позднем дании – фораминиферово-криноидными известняками с пелоидами отмелей волновой зоны, что характеризует проградацию обстановок и обмеление бассейна в это время.

Присутствие в нижней части верхнедатской толщи одного из западных разрезах Центрального района подводно-оползневых отложений, представленных карбонатной брекчией, матрикс которой сложен известняком с косой слоистостью и складками оползания, а сами обломки – фораминиферово-криноидным известняком, аналогичным вышеописанному, указывает на проявление в этом районе тектонических движений в начале позднего дания. Западные участки Центрального района преимущественно воздымались в это время (что впоследствии привело к осушению территории Юго-Западного Крыма), а восточные – прогибались. В конце дания на фоне общего обмеления бассейна эта область испытывает более интенсивное прогибание, что выразилось в новом углублении территории и возвращении обстановок фронтального склона отмели.

Верхнедатская часть в восточных разрезах Центрального района представлена аггрдационной последовательностью чередования спикуловых и фораминиферово-спикуловых известняков, свойственным ТВС.

В отложениях Восточного района Предгорного Крыма ТСТ представлен ретроградационной последовательностью чередования глинистого песчаника и песчано-глинистого мергеля. ПМЗ, возможно, приурочена к вышележащей пачке мергелей, но четко выделить ее невозможно из-за плохой обнаженности и конденсированного характера разреза. Выше наблюдается аггрдационная последовательность чередования глинистых фораминиферовых мергелей и фораминиферово-спикуловых известняков, свойственная ТВС. Для него характерны большие мощности (более 120 м) отложений, а также присутствие горизонтов грубообломочного водорослевого известняка, которые являются штормовыми отложениями.

Секвентностратиграфическая модель ипрско-лютецких отложений Предгорного Крыма. Отложения ипра–нижнего лютеция в Крыму связаны постепенным переходом и отвечают секвенции третьего порядка продолжительностью около 3 млн. лет. В Юго-Западном районе Предгорного Крыма отчетливо фиксируются ТСТ, ПМЗ и ТВС, в Центральном – выделяется ТВС. В Восточном районе выделение секвентных поверхностей и системных трактов затруднительно.

Нижняя граница с танетом в Предгорном Крыму является трансгрессивной поверхностью и представлена поверхностью подводного размыва типа твердое дно. В районе р. Зуя (Центральный район) нуммулитовые известняки верхнего ипра залегают на поверхности нижнемеловых пород, имеющей следы субаэральной переработки. Уменьшение мощности нижнеипрских отложений от центральных частей Юго-

Западного района на запад и восток происходит за счет исчезновения из разрезов нижних горизонтов [5, 7], что указывает на контакт типа подошвенного налегания с нижележащими разновозрастными толщами, который характерен для нижней границы ТСТ. В районе г. Белогорска (Центральный район) эоценовые породы залегают на маастрихтских (рис. 1).

Восходящие тектонические движения, начавшись в конце дания (см. выше), продолжались до начала накопления эоценовых отложений, что отразилось в ненакоплении или размыве палеоценовых отложений и формировании маломощных стратиграфически неполных толщ нижнеипрских пород в пределах основных поднятий в Крыму. Они синхронны основной фазе деформаций в Понтидах [6].

В раннем ипре в Юго-Западном районе накапливаются глины, которые при нарастании эоценовой трансгрессии и удалении источника сноса становятся все более карбонатными. В это время область Симферопольского поднятия представляет собой размываемую сушу, которая только в позднем ипре подвергается затоплению. В верхней части нижнего ипра наблюдается ретроградационная последовательность, представленная чередованием глинистых песчанистых мергелей и глинистых известняков, что характеризует ТСТ. Выше разрез сложен парой мергель–глинистый известняк (верхний ипр, зона Nummulites distans minor), остальная часть (зона Nummulites distans) характеризуется аградационной последовательностью ТВС, представленной массивной толщей нуммулитовых известняков. Трансгрессия достигает своего максимума в начале зоны Nummulites distans, что фиксируется по уменьшению количества нерастворимого остатка, а также значений магнитной восприимчивости и естественной радиоактивности до минимальных. По перегибу в этих графиках проводится ПМЗ.

В разрезах Центрального района хорошо выражен ТВС, представленный толщей нуммулитовых известняков с многочисленными горизонтами твердого дна с ходами раков, что указывает на формирование конденсированного разреза. Чередование известняков с горизонтами твердого дна формируют аградационную последовательность ТВС.

В Восточном районе ТСТ представлен пачкой черных карбонатных глин, алевролитов и известняков нижнего ипра, пачкой чередования глин и нуммулитовых известняков верхов нижнего – низов верхнего ипра (зоны Assilina placentula, Nummulites distans minor, Nummulites distans) [2], а также, вероятно, нижней частью вышележащей пачки алевритистых глин верхов зоны Morozovella aragonensis, где присутствуют только планктонные фораминиферы [8]. Установить ПМЗ здесь не представляется возможным из-за плохой обнаженности разреза. ТВС включает в себя остальную часть толщи алевритистых глин и мергели зоны Acarinina bullbrooki.

Характер последовательностей ассоциаций пород в совокупности с микрофациальным и генетическим анализами датских и ипрско-лютецких отложений позволили предложить кривую колебаний относительного уровня моря района Предгорного Крыма (рис. 1).

Выводы. Таким образом, в пределах датских и нижне-среднеэоценовых осадочных систем Предгорного Крыма отчетливо выделяются ТСТ, ТВС, ПМЗ и секвентные границы (маастрихт–даний, танет-ипр и даний–танет). Предложена кривая колебаний относительного уровня моря для изученных интервалов района Предгорного Крыма.

Седиментологические особенности отложений Центрального района Предгорного Крыма (наличие подводно-оползневых отложений), латеральная смена фаций, резкое увеличение мощностей верхнедатских отложений Центрального и Восточного районов указывают на проявление восходящих тектонических движений в западных участках указанной области. Тектонические подвижки проявились в активизации роста Симферопольского поднятия в позднем дании и завершились перед накоплением эоценовых отложений.

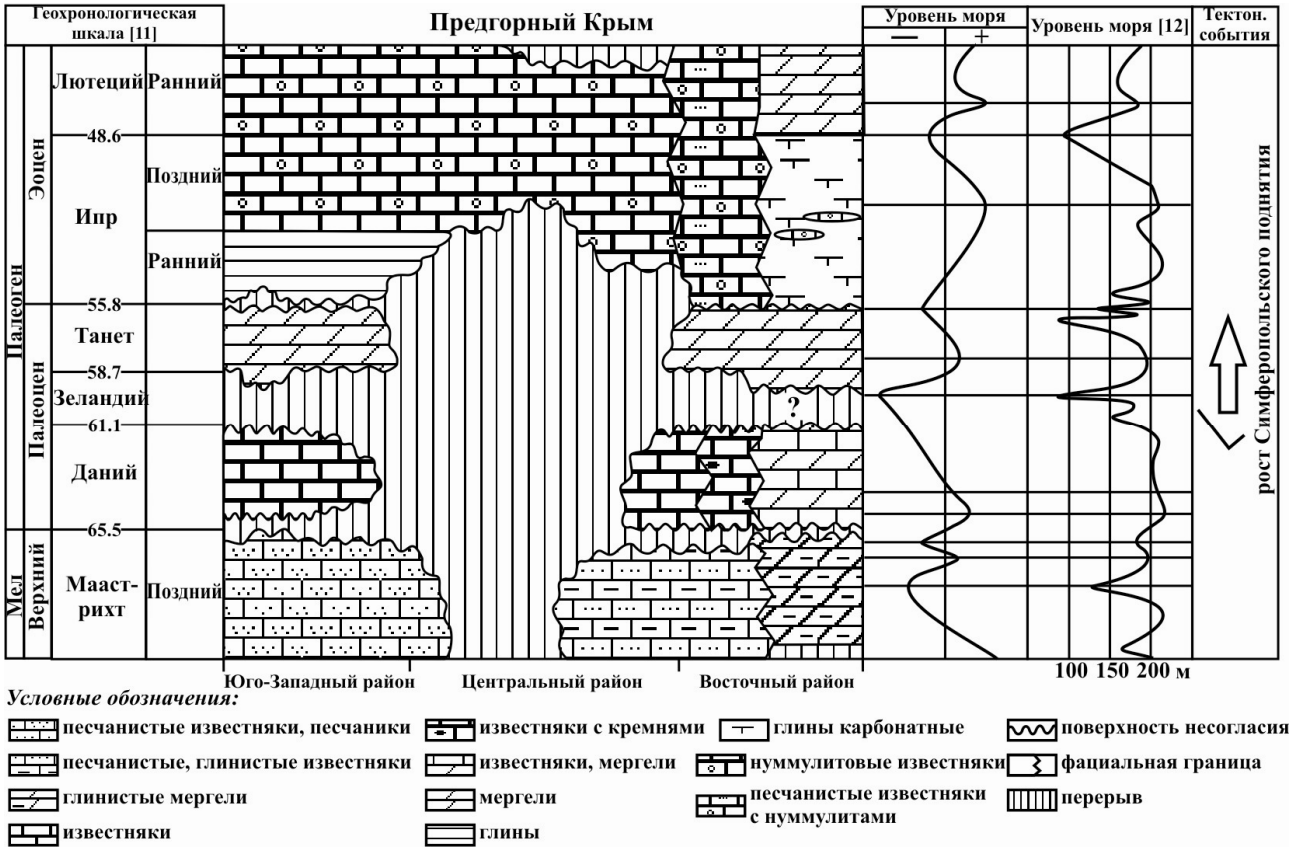


Рис. 1. Хроностратиграфический профиль верхнемаастрихстско-нижнелютецких отложений Предгорного Крыма.

Литература

1. *Алексеев А.С.* Меловая система. Верхний отдел. В кн. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 123–157 с.
2. *Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П.* Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 83–93.
3. *Вейл П.Р., Митчем мл. Р.М., Тодд Р.Г., Уидмайер Дж.М., Томпсон III С., Сангри Дж.Б., Бабб Дж.Н., Хетлелид В.Г.* Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // в кн. «Сейсмическая стратиграфия: использование при поисках и разведке нефти и газа» (ред. Ч. Пейтон). Ч. 1, отдел 2. Пер. с англ. М.: Мир, 1982. С. 104–373.
4. *Горбач Л.П., Шехоткин В.В.* Поверхностное окремнение в нижнем палеоцене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // Докл. АНСССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1173–
5. *Закревская Е.Ю.* Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. М: Наука, 1993. 112 с.
6. *Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюл. МОИП, отд. геологии. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3–18.
7. *Портная В.Л.* Дискоциклины эоценовых отложений Крыма и их биостратиграфическое значение. М.: Изд. МГУ, 1974. 176 с.
8. *Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. 70. 256с.
9. *Яковишина Е.В.* Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма. Дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический факультет, 2006. 246 с.
10. Carbonate sequence stratigraphy - recent

developments and applications // Loucks R.G., Sarg J.F. (eds). Tulsa, Oklahoma: AAPG, 1993. Mem. 57. p. 3–42.

11. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J.* A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. Vol. 27,№ 2. P. 83–100.
12. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.
13. *Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M. and Rahmanian V.D.* Siliciclastic Sequence Stratigraphy. In: Well-logs, Cores and Outcrops. American Associations of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series. Tulsa. 1990. № 7. 55 p.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ

Львова Е.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Обращает на себя внимание пространственная и временная связь становления крупнейших континентальных трапповых провинций с началом раскола суперконтинентов и раскрытием молодых океанских бассейнов. [5]

Также не случайно, что трапповые провинции пространственно коррелируют с областями развития континентального рифтогенеза, часто располагаются вблизи древних коллизионных орогенов и складчатых поясов. По соседству с ареалом траппового магматизма обычно располагается область развития кольцевых интрузивных комплексов щелочно-ультраосновного состава, тяготеющих к антеклизам. Рифтовая долина формирующегося океана часто располагается не только вблизи трапповой провинции, но даже проходит внутри ареала развития траппов, рассекая этот единый ареал на отдельные фрагменты, расходящиеся друг от друга по мере развития спрединга. От разобщенных океаном осколков ареалов развития траппов отходят подводные вулканические хребты.

Эти вышеназванные территориально сопряженные ряды различных формаций квазисинхронного или последовательного формирования свидетельствуют о том, что их становление является следствием единых глубинных процессов. Поэтому, чтобы правильно понять вероятный механизм образования трапповых провинций следует обратиться к эволюции всех этих территориально сопряженных, но весьма различных формаций.

Несомненным достоинством широко распространенной плюмовой интерпретации происхождения траппов является признание решающей роли эндогенной энергии и вещества недр в формировании трапповых провинций. [4] Однако, в ряде таких моделей сама литосфера рассматривается как однородная идеализированная пластина. Такое игнорирование сложной гетерогенной структуры и истории развития литосферы представляется явно ошибочным.

В то время как сторонники альтернативных взглядов справедливо акцентируют роль структурных неоднородностей литосферы, различий в мощности, реологических и петрохимических свойствах коры кратонов и соседних фрагментов океанской коры, указывая на нестабильность граничных зон. Справедливо учитывается роль геометрии границ плит в последующих этапах развития как выражение унаследованности эволюционных тенденций. [2; 6] Несомненно и влияние глубинных разломов, констатируемое этими авторами.

Однако сторонники этой группы гипотез явно недооценивают роль эндогенной энергии, мантийно-литосферного взаимодействия и непосредственного влияния вещества мантии на процессы образования трапповых провинций.

Представляется правомерным, что имеет место сочетание действия двух факторов:

1) воздействие восходящего мантийного потока, несущего не только тепловую энергию, но и значительные объемы расплавов;

2) влияние структуры литосферы, унаследованной от предшествующих этапов геологического развития.

Этим и определятся пространственная локализация трапповых провинций, временной максимум их образования, характер хода самого траппового процесса, геохимическая специфика продуктов магматизма, основные направления посттрапповой эволюции.

С этих позиций рассмотрим механизм формирования Парана-Этендекской трапповой провинции и формирования

сопряженных с нею подводных вулканических хребтов Риу-Гранди – Китовый хребет.

Во время формирования этой одной из крупнейших в мире трапповых провинций (max. излияний 133,1 – 129,0 млн. лет) Западная Гондвана представляла собой сплошной континентальный массив и лишь после прекращения излияний трапповых магм Южная Атлантика рассекла трапповое поле на две резко неравные по площади части: наибольшая (1.200 000 км^2) осталась в Южной Бразилии и занимает синеклизу Параны, а небольшой осколок (1/15 площади исходного ареала) оказалась в Намибии (провинция Этендека). От ныне разобщенных океаном фрагментов трапповой формации отходят подводные хребты – поднятие Риу-Гранди и Китовый хребет, сходящиеся в точке ныне действующего вулкана о. Тристан-да-Кунья.

Прорастание Южно-Атлантического срединного хребта началось со стороны Индийского океана и шло интенсивными темпами так, что ко времени 133 млн. лет назад океан достиг значительной ширины, а южные оконечности Южной Америки и Африки отодвинулись друг от друга. До этого момента времени раскол континента происходил в пределах более однородной AR-PR коры кратона.

При достижении прорастающим рифтом коллизионного орогена Рибейра-Дамара, сформированного на этапе Бразильского диастрофизма, рост Южной Атлантики прекратился. Это относилось и к продольному росту, взламыванию коры бегущей трещиной рифта, и к поперечному, достигаемому за счет спрединга. К северу от этого барьера плиты оставались жестко связаны между собой – это был единый монолитный массив. Поэтому отодвигание южной части Южной Америки при фиксированном положении северной части континента вызывало в континентальной коре возникновение нового сложно ориентированного поля сил горизонтального сжатия-растяжения, которые релаксировали с образованием крупных сдвиговых деформаций, активизацией глубинных разломов и линеаментов. Разворот южной части материка относительно северной вызывал раскрытие бассейнов рифтогенного типа, заложения сети магмоподводящих разломов, которые в обстановке подъёма теплового фронта, плавления низов консолидированной коры, общего растяжения, вызванного идущей к югу дивергенцией плит и подъёма мантийных расплавов, могли стать каналами подъема трещинных излияний и траппового магматизма. Значительные объемы мантийных расплавов, питающие спрединг, продолжали подниматься к подошве коры, поскольку направление глубинных процессов, ответственных за раскол Западной Гондваны и раздвижение её осколков, оставалось прежним. В это время действовал не только восходящий мантийный поток, но уже сформировались горизонтальные составляющие мантийной конвекции, увлекающие плиты в стороны от срединного хребта. При продолжающемся нагнетании мантийных масс реализация этого подъёма расплава в спрединговом процессе стала невозможной из-за воздействия поперечного барьера. В результате этого значительные объемы расплавов стали скапливаться у подошвы литосферы. Началось формирование обширного подлитосферного и внутрилитосферного магматического резервуара, который вскоре дал начало грандиозным излияниям трапповых магм Южной Параны (133±0,1 млн. лет назад). [рис. 1] Помимо базальтоидов, привносимых из формирующегося срединного хребта, остановленного поперечным барьером, значительные объемы обогащенных магм могли формироваться из вещества самой литосферы в поясе Рибейра-Дамара и из реликтового литосферного слэба. Этим может быть объяснена не только геохимическая пестрота составов лав траппового поля, но и возникновение щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов, кольцевых интрузий карбонатитового и кимберлитового составов, которые отвечают условиям господства сжимающих напряжений.

Как только был взломан поперечный барьер и 127,0 млн. лет назад сформировались на его месте первые порции океанской коры, континентальный трапповый магматизм в Парана-Этендекском бассейне прекратился. [рис. 2]

В этом месте, где ось срединного хребта рассекала трапповое поле и структуры пояса Рибейра-Дамара, продолжался щелочно-базальтовый магматизм, чему способствовали три фактора: 1) наличие глубинных разломов, заложившихся на стадии существования континентального моста и продолжающие свое развитие во вновь формирующейся океанской коре; 2) наличие колоссального внутрилитосферного резервуара магм. Остаточные порции этого расплава, не полностью реализовавшиеся в континентальном трапповом магматизме, могли перемещаться по разломам и сдвиговым зонам и питать внутриплитный вулканизм поднятия Риу-Гранди – Китовый хребет; 3) повышенный тепловой поток близ срединного хребта, благоприятствующий формированию расплавов.

Так началось формирование поднятия Риу-Гранди – Китовый хребет на самых ранних стадиях развития океанской коры в области пересечения Срединно-Атлантического хребта и глубинных разломов, активизированных во время раскола Гондваны. [рис. 3]

В дальнейшем, на посттрапповом этапе развития, активность этих разломов постоянно поддерживалась неравномерным по скорости спредингом, разворотом Южно-Американской плиты относительно Африканской, имевшим место 80 млн. лет назад, перескоком оси спрединга на 200 км, изменением направления движения Африканской плиты с северо-восточного на северное.

Недавно проведенные исследования подтверждают возможность перетекания расплава в область более низких давлений и высоких температур, то есть из-под континентальной коры в районе развития трапповых провинций к срединно-океанскому хребту. [1] Здесь эти массы вовлекаются в подъем, усиливается плавление и начинается вулканизм, пространственно совпадающий со срединным хребтом, а геохимически отвечающий веществу рециклированной древней океанской коры и подошвы континентальной коры кратонов. [3]

Предлагаемый выше механизм детально разработан для Парана-Этендекской трапповой провинции, однако, несомненно, что принципиальные положения такого подхода могут быть успешно применены при рассмотрении происхождения других трапповых провинций мира с учетом региональных особенностей истории развития.

Литература

1. *Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 610с.
2. *Е.Г. Мирлин, А.Ф. Бяков и др.* Континентальные покровные базальты и океанские вулканические плато: результат плюмов или дискретности литосферы? // Материалы международного симпозиума «Мантийные плюмы и металлогения». Петрозаводск-Москва, 2002, С.147-148.
3. *А.В. Соболев, Н.А. Криволуцкая и др.* Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009, Т.17, №3, С.276-310.
4. *Campbell I.H., Davies G.F.* Do mantle plumes exist? // Episodes, 2006, V. 29, pp.162–168.
5. *Courtillot, V. et al.* On causal links between flood basalts and continental breakup // Earth and Planetary Science Letters, 1999, V. 166, pp.177–195.
6. *Smith, A. D., Lewis, C.* The planet beyond the plume hypothesis // Earth-Science Rev., 1999, V. 48, pp.135-182.

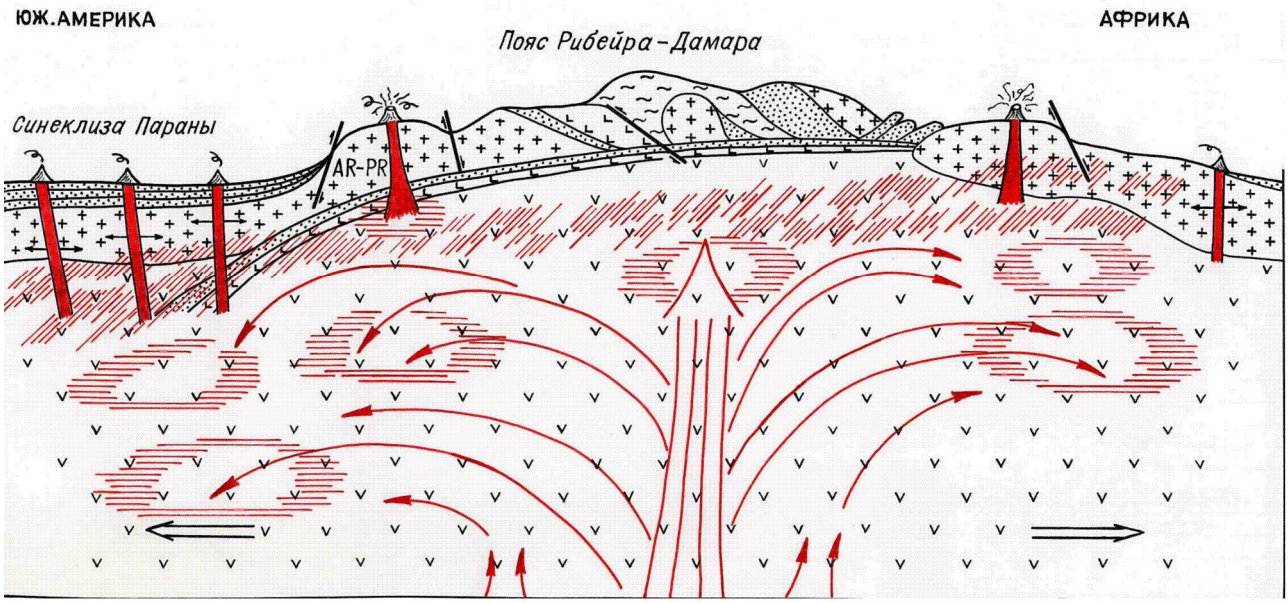


Рис. 1. Эффект плотины, создаваемый поясом Рибейра-Дамара для мантийных расплавов. Начало трапповых излияний.

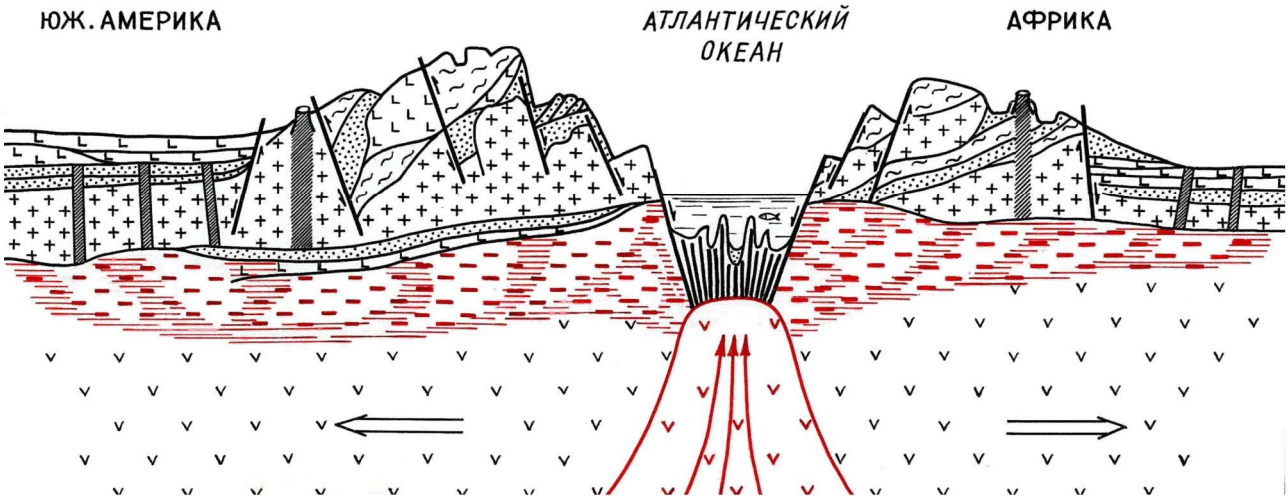


Рис. 2. Раскол пояса Рибейра-Дамара, начало формирования океанской коры, прекращение траппового магматизма.

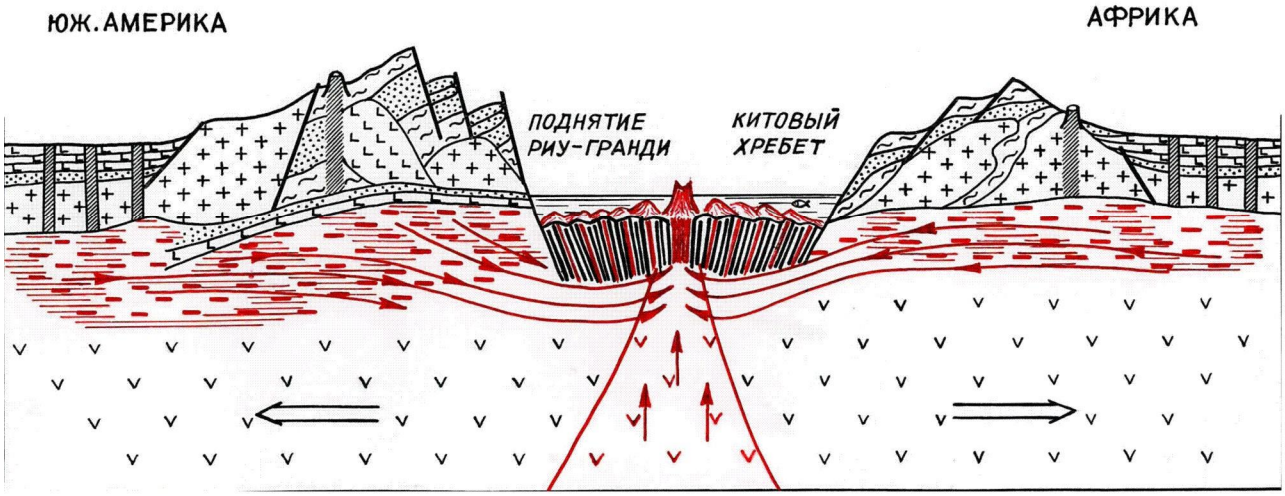
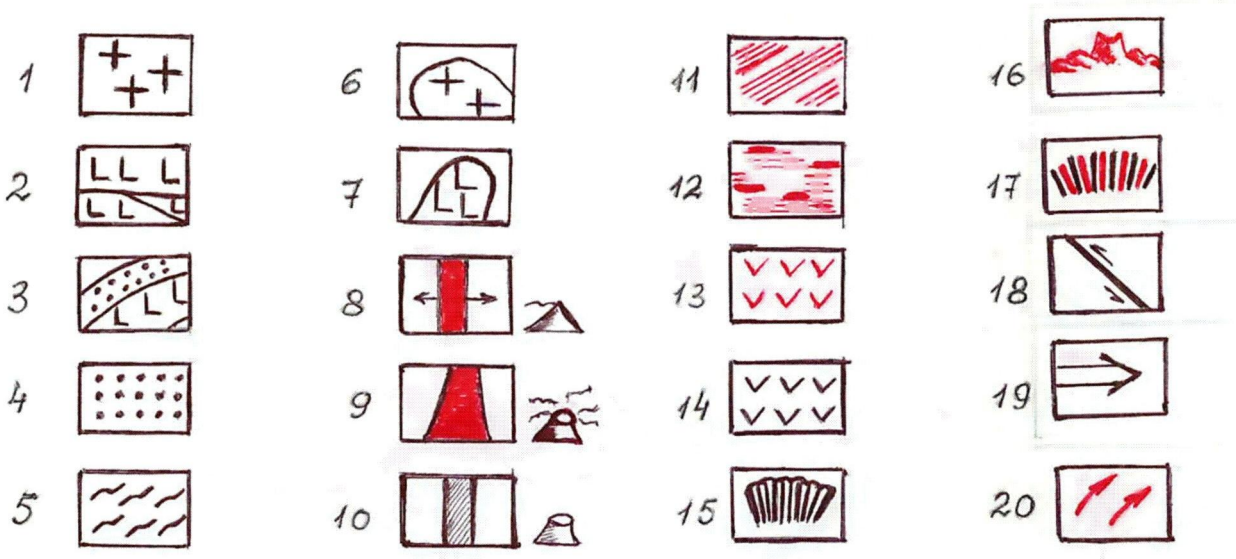


Рис. 3. Формирование поднятия Риу-Гранди – Китовый хребет за счет притока вещества реликтовых подлитосферных магматических резервуаров

Условные обозначения:



1) Архейско-протерозойская консолидированная кора кратонов; 2) Трапповая формация; 3) Реликтовый литосферный слэб, сформированный при становлении пояса Рибейра-Дамара. *Структура пояса Рибейра-Дамара:* 4 - Осадочные породы; 5 - Складчатые деформации; 6 - Гранитоидные плутоны; 7 - Офиолиты. 8) Магмовыводящие каналы трещинных излияний. Направления растяжений. Формирование эффузивов; 9) Интрузивные тела щелочно-ультраосновного состава и магмоподводящие каналы кимберлитового и карбонатитового вулканизма. Эксплозивные вулканические аппараты; 10) То же на стадии угасания активности; 11) Область частичного плавления низов консолидированной коры; 12) Внутрилитосферные и подлитосферные магматические резервуары; 13) Разуплотненная мантия; 14) Нормальная верхняя мантия; 15) Дайковый комплекс океанской коры; 16) Подводный вулканический хребет Риу-Гранди – Китовый, сложенный щелочно-базальтовыми лавами; 17) Формирование щелочных базальтов подводных хребтов в зоне спрединга; 18) Разломы и направления смещения по ним; 19) Направления перемещения литосферных плит; 20) Направления движения мантийных расплавов.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД И ДОКЕМБРИЙСКИЕ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Лубнина Н.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(natalia.lubnina@gmail.com)

Существует много подходов к реконструкции взаимного положения континентов: по линейным магнитным аномалиям; палинспастические реконструкции; фиксации одного континентального блока и оценки перемещения окружающих блоков относительно него; реконструкции, основанные на корреляции геохронологических и геологических данных и др. [2, 6 и ссылки в этих работах]. Немаловажную роль в построении этих реконструкций играют и «классические» палеомагнитные или магнито-тектонические исследования, позволяющие количественно определить широту формирования исследуемых комплексов/объектов, реконструировать пространственное положение относительно палеомеридианов, оценить масштабы взаимных перемещений и возможные вращения изучаемых объектов.

Перемещение конкретного блока реконструируется на основе Траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) – последовательности положения геомагнитного полюса в рассматриваемом временном интервале.

Сходство Траекторий кажущейся миграции полюсов для разных континентальных блоков свидетельствует об их принадлежности единой литосферной плите, а идентичность траекторий для большинства континентов в определенные интервалы времени говорит о существовании суперконтинента, в котором географическая позиция каждого блока определяется практически однозначно [2, 9 и др.]. Если известно, что оба блока в прошлом были частью одной плиты, т.е. в течение определенного времени их взаимное положение не менялось, при построении глобальных фанерозойских реконструкций совмещают одновозрастные участки Траекторий кажущейся миграции полюса для разных блоков и соответственно перемещают тесно связанные с этими участками континенты.

Вместе с тем, построить непрерывные ТКМП для докембрия практически невозможно вследствие отсутствия надежных реперов – датированных с точностью ±10 млн. лет геологических комплексов, возраст которых отличается не более чем на 20-30 млн. лет. По этой причине при построении докембрийских реконструкций используются только одновозрастные палеомагнитные полюсы для разных кратонов (блоков). В этом случае палеомагнитные данные ограничивают предлагаемые геологические реконструкции, определяя широтное положение блоков. Однако, с другой стороны, возникает долготная неопределенность в положении этих континентальных блоков, предопределяя многовариантность таких реконструкций.

Для исключения долготной неопределенности во взаимном положении докембрийских кратонов, Д. Эвансом и С. Писаревским был предложен новый подход для построения реконструкций [8]. Суть его состоит в сопоставлении угловых расстояний между парами одновозрастных «ключевых» (наиболее надежных по [5]) полюсов для разных кратонов. В случае совпадения угловых расстояний, кратоны перемещались в составе единой литосферной плиты в период совпадения полюсов. В случае совпадения угловых расстояний для всех кратонов, участвующих в анализе, возможно говорить об их вхождении в состав единого супер/мегаконтинента. Отличие углового расстояния одного из континентального блока (кратона) говорит о его независимом перемещении в этом временном интервале.

Использование нового подхода для построения докембрийских реконструкций позволило протестировать существующие реконструкции мегакратонов Ваалбара [1, 7] и НЕНА, и предложить новые конфигурации, коррелирующие с геологическими данными и «штриховыми» кодами [1, 3, 4].

Литература

1. *Лубнина Н.В, 2009.* Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. М. МГУ. 41 с.
2. Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комисарова Р.И. и др. Л.: Недра. 1982. 312 с.
3. *Bleeker W., Ernst R. 2006.* Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's palaeogeographic record back to 2.6 Ga. In: Hanski E., Mertanen S., Rämö T., Vuollo J. (eds) Dyke Swarms–Time Markers of Crustal Evolution. Taylor & Francis, London, 3–26.
4. *Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kulikov V.S.* The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: New constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // 33-nd IGC. Oslo. 2008.
5. *Buchan, K.L., Mertanen, S., Park, R.G., Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Abrahamsen, N., Bylund, G.,* 2000. Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. Tectoniphisics 319 (3), 167-198.
6. *Butler R.F*. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Oxford: Blackwell.1992. 319 p.
7. *de Kock M.O., Evans D.A.D., Beukes N.J., 2009.* Validating the existence of Vaalbara in the Neoarchean. Precambrian Res. 174 (1-2), 145-154.
8. *Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., 2008.* Plate tectonics on the early Earth?—weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When did Plate Tectonics Begin? Geological Society of America, pp. 249–263.
9. *McElhinny M.W., MacFadden P.L., 2000.* Paleomagnetism: continents and oceans. San Diego, Academic Press, CA, 386 p.

НЕОАРХЕЙСКИЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ КЕНОРЛЕНД: ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Лубнина Н.В. [а], **Слабунов А.И.** [б]

[а] *Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия* (natalia.lubnina@gmail.com)

[б] *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия* (slabunov@krc.karelia.ru)

В последнее время активно обсуждается возможность вхождения большинства фрагментов архейской континентальной коры в состав неоархейского суперконтинента [1, 7, 8, 15, 16, 17 и ссылки там]. Однако этот вопрос пока далек от решения. Существуют, по крайней мере, три принципиально разные модели взаиморасположения в мезо-неоархее 35 известных в настоящее время архейских фрагментов континентальной коры [8]. Первая модель предполагает формирование к концу неоархея единого суперконтинента. Его часто именуют Кенорленд (Kenorland). Это название впервые предложено Х. Вильямсом с соавторами для обозначения палеогеографически неопределенного суперконтинента, который гипотетически мог образоваться в неоархее в результате кеноранской орогении [19]. Другая модель – «суперкратонная» – предполагает существование в неоархее трех суперконтинентальных ядер (суперкратонов): Ваалбара (Vaalbara), сформировавшегося около 2,9 млрд. лет назад и объединяющего кратоны Каапваль и Пилбара; Сьюпириа (Superia) – 2,7 млрд. лет, в состав которого входили кратоны Сьюпириор, Карельский, Йилгарн и Вайоминг, и Склавия (Sclavia) – 2,6 млрд. лет и объединяющего кратоны Слейв, Зимбабве, Дарвар [8]. И, наконец, третья модель – «наименее возможная» – предполагает существование в неоархее многочисленных небольших континентов, т.е. отсутствие единого суперконтинента или нескольких суперкратонов [8].

Приблизиться к решению проблемы суперконтинента(ов) в неоархее возможно на основании комплекса геологических и палеомагнитных данных. Новый подход анализа наиболее надежных палеомагнитных полюсов, предложенный Д. Эвансом и С. Писаревским [11], предусматривает сопоставление угловых расстояний между парами одновозрастных «ключевых» полюсов на разных кратонах. Следует подчеркнуть, что сходство угловых расстояний между парами одновозрастных полюсов свидетельствует об их движении в составе единой литосферной плиты, а не о близком сонахождении.

Геологические данные, т.е. материалы о истории формирования и строении каждого фрагмента земной коры, которой входит в состав суперконтинента (суперкратона), могут использоваться для тестирования построений, выполненных на основании палеомагнитных данных.

Так, например, новые палеомагнитные данные для неоархея, полученные для Фенноскандинавского щита [4], в совокупности с уже имеющимся «ключевыми» полюсами по кратонам Пилбара и Каапвааль и геологическими данными по этим структурам, а также Канадскому щиту, позволяют оценить корректность существующих моделей неоархейского суперконтинента.

«Суперкратонная модель» предполагает, что вышеназванные кратоны в неоархее входили в состав двух континентов: Сьюпириа и Ваалбара. Палеомагнитные данные свидетельствуют о положении первого из них в тропических широтах северного полушария, второго - в тропических широтах южного. Конфигурация суперкратона Ваалбара неоднократно обсуждалась в литературе [5, 10 и ссылки в этих работах]. Анализ вновь полученных палеомагнитных результатов позволил предложить новую конфигурацию этого кратона [5].

Второе континентальное ядро – суперкратон Сьюпириа – также неоднократно реконструировался как на основании палеомагнитных данных [9, 12], так и на основании корреляции геологических событий [8, 12 и ссылки в этих работах]. Вместе с тем, существующие палеомагнитные и геологические реконструкции, как правило, противоречат друг другу. Применение нового подхода – корреляция одновозрастных пар ключевых полюсов этих кратонов – позволяют решить задачу более корректно.

На основании геологических данных очевидно значительное сходство мезо-неоархейской истории формирования континентальной земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская и Кольская провинции) и восточной части Канадского (провинция Сьюпириор). При этом коррелируется не только время проявления наиболее значимых аккреционно-коллизионных событий, но и генеральные направления субдукции, обеспечивающей взаимодействия террейнов [3, 6, 14]. В качестве маркирующих могут служить, например: 2,86 и 2,82 млрд. лет – аккреционные события в Северо-Карибианском (North Caribou) и Мармионском (Marmion) террейнах Канадского щита и в Беломорской, Карельской и Кольской провинциях Фенноскандинавского, 2,72 – орогения Северного Сьюпириора (Northern Superior) и начало беломорской коллизии; 2,70 – орогения Учианская (Uchian) и главная фаза беломорской коллизии и аккреционные процессы в центральной части Карельского кратона; 2,69 – 2,68 – Шебандованская (Shebondowanian) и Миннесотская (Minnesotan) орогении, соответственно, и орогенез в западной части Карельского кратона). Таким образом, существование к концу неоархея единого, сформировавшегося в результате аккреционно-коллизионных процессов, суперкратона, в состав которого входили как новообразованные (2,9-2,68 млрд. лет) фрагменты коры, так и более древние (с возрастом 4,3-3,2 млрд. лет) восточной часть Фенноскандинавского и Канадского щитов, а также, вероятно, и Северо-Атлантического, весьма вероятно.

Модель единого неоархейского суперконтинента Кенорленда, в состав которого входили Ваалбара, Суперия и другие фрагменты, также имеет свою аргументацию. Сопоставление «штриховых» кодов кратона Зимбабве с таковыми кратонов Сьюпириор и Карельского, позволили предположить их близкое сонахождение в раннем палеопротерозое [18]. Об этом же свидетельствует проведнные нами корреляциии пар «ключевых» одновозрастных неоархейских - палеопротерозойских полюсов этих кратонов.

Кроме того, мезо-неоархейская история формирования земной коры Южноафриканского щита имеет важные черты сходства с мегакратоном Сьюпириа [2]. В рассматриваемый период новые фрагменты континентальной коры формируются в кратоне Зимбабве, ставшие в результате коллизии 2,65-2,57 млрд. лет частью единого кратона Калахари, в состав которого входит и Каапвальский кратон. В пределах последнего в мезо-неоархее происходит формирование крупных осадочных бассейнов (Пангола, Витватерсранд) и роев базитовых даек.

Коллизия кратонов Зимбабве и Каапваль с формированием пояса Лимпопо близка по возрасту к поздним фазам аккреционно-коллизионных процессов кратона Сьюпириа, однако ориентация складчатых поясов существенно отличается. Подобное расположение не означает, что континентальные блоки однозначно являются частями различных литосферных плит. Скорее это свидетельствует о различной кинематике в разных частях единого суперконтинента.

В пользу существования единого суперконтинента указывает, например, сходство угловых расстояний между парами одновозрастных неоархейских-палеопротерозойских полюсов кратонов Каапвааль, Пилбара, Сьюпириор и Карельского, расхождение которых

фиксируется лишь с момента 2,50-2,45 млрд. лет. Корреляция важных геологических событий мезо- и неоархейской истории развития земной коры этих структур также скорее может быть аргументом в пользу единого неоархейского суперконтинента. Однако более детальная реконструкция его конфигурации возможна лишь с накоплением новых палеомагнитных «ключевых» полюсов для неоархейских кратонов и новых геохронологических данных для геологических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 10-05-01092, а и 11-05-93959-ЮАР, а.

Литература

1. *Божко Н.А., 2009.* Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. №2. С. 13-27
2. *Володичев О.И., Божко Н.А, 2002.* Сравнительный анализ геологического строения архейских кратонов Карельского и Зимбабве//Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы 8 международной конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН. С. 51-52.
3. *Кожевников В.Н., 2008.* Раннедокембрийские кратоны: глобальные корреляции, к перспективам алмазоносности Карельского региона// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. С. 5-17.
4. *Лубнина Н.В., Слабунов А.И., 2009.* Палеомагнетизм неоархейской полифазной Панозерной интрузии Фенноскандинавского щита: новые результаты // Вестн. Моск. ун-та.Серия Геология. №6. С. 18-25.
5. *Лубнина Н.В, 2009.* Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным. Автореф. докт. ...геол.-мин. наук. М. МГУ. 41 с.
6. *Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др., 2006.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. № 6. С. 3-32.
7. *Хаин В.*Е. Крупномасштаная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С.403-424.
8. *Bleeker W., 2003.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 71. 99-134.
9. *Buchan, K.L., Mertanen, S., Park, R.G., Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2000.* Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. Tectoniphisics 319 (3), 167-198.
10. *de Kock M.O., Evans D.A.D., Beukes N.J., 2009.* Validating the existence of Vaalbara in the Neoarchean. Precambrian Res. 174 (1-2), 145-154.
11. *Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., 2008.* Plate tectonics on the early Earth?—weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When did Plate Tectonics Begin? Geological Society of America, 249–263.
12. *Gower, C.F., Ryan, A.F., Rivers, T., 1990.* Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, B. (Eds.), Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica. Geological Association of Canada, St. John's Newfounland, 23–40.
13. *Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Mertanen, S., Pisarevsky, et al., 2003.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375. 1-4 (06). 289-324.
14. *Percival J.A.* A 4-D, Craton-scale framework for the Superior Province, Canada // Fifth International Archean Symposium. Abstracts. Eds.: Teyler I.M. & Knox-Robinson C.M. Record 2010/18. Perth: Geological Survey of Western Australia. 2010. P. 145-147.
15. *Reddy S. M., Evans D. A. D., 2009.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. Geological Society, London, Special Publications 2009. 323. 1-26.
16. *Rogers, J.W., 1996.* A History of Continents in the Past Three Billion Years, J. Geol. 104 (1). 91–107.
17. *Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002.* Confuguration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research, 5(1): 5-22.
18. *Soderlund U., Hofmann A., Klausen M. B.* et al., 2010. Towards a complete magmatic barcode for the Zimbabwe craton: Baddeleyite U–Pb dating of regional dolerite dyke swarms and sill complexes //Precambrian Research, 183(3). 388-398.
19. *Williams, H., Hoffman, P. H., Lewry, J. F., Monger, J. W. H., Rivers, T., 1991.* Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continents. Tectonophysics. 187, 117–134.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Лубнина Н.В., Романовская М.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(khain2011@gmail.com)

Возможность существования палеопротерозойского суперконтинента активно дискутируется в литературе уже около 20 лет. В 1990 году, основываясь на геологических корреляциях между современной северной окраиной Восточно-Европейского кратона (ВЕК) с южной Гренладией и восточной Лаврентией, Чарли Говер с соавторами предположили их взаимосвязь в среднем протерозое и назвали гипотетический мегаконтинент НЕНА [11]. В более поздних реконструкциях эти блоки рассматриваются как составная часть суперконтинента Колумбия [6, 11, 12, 13, 17, 18, 20 и др.]. Большинство моделей предполагает формирование суперконтинента Колумбия ~1.8 млрд. лет назад, а частичный или полный его распад в интервале 1.65-1.20 млрд. лет [5, 6, 18, 20 и др.].

Позиция Восточно-Европейского кратона в составе палеопротерозойского суперконтинента, особенно в начале мезопрозоя, до настоящего времени остается дискуссионной. Согласно реконструкциям Лаури Песонена с соавторами [15], Лаврентия и Восточно-Европейский кратон («Балтика» по [15]) были связаны в течение 1.83-1.27 млрд. лет, и вместе с Сибирью и, возможно, Австралией, составляли единое суперконтинентальное ядро – Гудзонленд [12]. При этом Балтика находилась в низких северных широтах к востоку от Лаврентии, ее южная окраина располагалась вблизи юго-восточной окраины Лаврентии [15].

Вместе с тем, расчет парных «ключевых» палеомагнитных полюсов для Восточно-Европейского кратона и Лаврентии по методу, предложенному Дэвидом Эвансом и Сергеем Писаревским [9], показывает значительные широтные расхождения в положении полюсов и широтную разницу в положении кратонов в интервале 1.88-1.80 млрд. лет. Сходство парных полюсов отмечается лишь после 1.77-1.70 млрд. лет. Большое расхождение между имеющимися палеомагнитными данными и амальгамацией Восточно-Европейского кратона существует для этапа 1.82-1.75 млрд. лет. По геологическим данным, в этот период произошла финальная стадия коллизии между Фенноскандией и Волго-Сарматией и окончательное формирование большей части ВЕК. Вместе с тем, существующие реконструкции, основанные на палеомагнитных данных, свидетельствуют о значительной широтной разнице в интервале 1.77-1.76 млрд. лет в положении Фенноскандии и Волго-Сарматии («Украины» по [8, 15]). Таким образом, в палеопротерозойской эволюции Восточно-Европейского кратона до сих пор существует множество нерешенных проблем. Новые палеомагнитные дааные, полученные на палеопротерозойских комплексах Восточно-Европейского кратона, позволяют реконструировать его положение в составе палеопротерозойского суперконтинента Колумбия. В качестве основных объектов палеомагнитных исследований выбраны Унойский и Ропручейский силлы.

В Восточном Прионежье палеопротерозойский (людиковийский) комплекс представлен основными субвулканическими породами малоглубинных интрузивных тел – силлами, камерно-инъекционными телами и дайками габбро-долеритов и долеритов [3]. К их числу относится Унойский силл – протяженная пластовая интрузия с питающим каналом трещинного типа, расположенным в районе о. Мудр Унойского архипелага. На юго-восточном

продолжении Унойской пластовой интрузии распространена группа тел габбро-долеритов, образующие морфологически различные сопряженные крутопадающие и пологозалегающие интрузии трещинного типа, развитые на мысах Крестовом, Дедковом, в Гранитном каньоне и прилегающих островах. Главные породообразующие минералы этих габбро-долеритов – моноклинный пироксен и плагиоклаз. Вторичные изменения выражены в гидратации пироксена, эпидотизации и альбитизации плагиоклаза [3, 4]. Вмещающими породами являются мигматит-граниты, олигоклазовые граниты и гранито-гнейсы досвекокарельского фундамента. В контактовых зонах камерно-инъекционных тел габбро-долеритов нередко наблюдаются переплавленные вмещающие породы. Мощность таких зон достигает 50 см. Развитые здесь дайки полнокристаллических меланократовых габбро-долеритов имеют переменную мощность от 0.3 до 0.5 м, крутое, близкое к вертикальному, падение и субширотное или северо-западное простирание.

Палеопротерозойские (людиковийские) габбро-долериты были опробованы авторами на Унойских о-вах северо-восточной части Онежской структуры. Возраст пород согласно U-Pb датированию по бадделеиту определяется как 1.97 млрд. лет (M. Nilson, перс. сообщ.).

В ходе детальных магнитных чисток образцов выделена монополярная высокотемпературная характеристическая компонента (T_{ub}= 575-590ºC) намагниченности юго-западного склонения и крутого положительного наклонения. Тест контакта получить не удалось, поскольку образцы вмещающих пород демонстрируют хаотическое поведение вектора естественной остаточной намагниченности в ходе магнитных чисток. Однако, полученное ранее направление для вмещающих гранито-гнейсов Водлозерского террейна [14] значимо отличается от такового габбро-долеритов, что косвенно свидетельствует в пользу первичности выделенной компоненты намагниченности. На основании направления высокотемпературной компоненты намагниченности был пересчитан палеомагнитный полюс.

Изверженные породы Западного Прионежья представлены образованиями вепсийского вулкано-плутонического комплекса, в состав которого входят лавовые потоки Кайлахтинской вулканической зоны, Ропручейский силл габбро-долеритов и дайки габбро-долеритов, вскрытых бурением [2, 4].

Породы Кайлахтинской вулканической зоны представлены пироксен-плагиоклазовыми микропорфировыми базальтами двух лавовых потоков общей мощностью 25 м. Базальты нижнего потока, залегающего на границе петрозаводской и шокшинской свит, прослеживаются с перерывами на протяжении 30 км. В основании Другорецкого кряжа отмечаются выходы второго, верхнего, потока. В западном крыле Онежской структуры более широко распространены габбро-долериты Ропручейского силла, общая площадь которого оценивается в 10 тыс. км^2 при средней мощности около 170 м. Пластообразное тело силла выклинивается и воздымается в северо-западном направлении с низких на более стратиграфически высокие уровни вмещающих пород. Главными породообразующими минералы габбро-долеритов Ропручейского силла являются плагиоклаз, замещенный эпидотом и альбитом, и клинопироксен, замещенный роговой обманкой и затем хлоритом.

В ходе экспедиционных работ 2007-2010 гг. были отобраны образцы габбро-долеритов Ропручейского силла, а также вмещающих кварцитов шокшинской свиты. В результате детальной ступенчатой температурной чистки образцов габбро-долеритов выделено три компоненты намагниченности. Первая, низкотемпературная, компонента разрушалась при температурах до 200ºC. Среднее направление этой компоненты совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ, и в дальнейшем она исключалась из анализа.

Вторая, среднетемпературная, MT_{RS}-компонента, выделяется в интервале до 360-420ºС. Компонента демонстрирует преимущественно северо-северо-восточное склонение и положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты совпадает с направлениями среднетемпературных компонент, выделяемых в образцах как в Северном Приладожье, так и в Прионежье, и лежит вблизи полюса 250 млн. лет ВЕК [19].

Третья, высокотемпературная, HT_{RS}-компонента выделяется в интервале температур 530-600ºС. Исходя из спектра блокирующих температур и результатов термомагнитного анализа, основным носителем этой компоненты намагниченности является магнетит. Компонента демонстрирует преимущественно юго-юго-западное склонение и положительное наклонение. В двух образцах выделена компонента северо-северо-восточного склонения и отрицательного наклонения.

Анализ результатов магнитных чисток позволил выделить в образцах песчаников шокшинской свиты низкотемпературную компоненту, среднее направление которой совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ.

Выделены также две высокотемпературные компоненты намагниченности. Среднетемпературная MT_{SQ}-компонента северо-восточного склонения и умеренного положительного наклонения выделяется в интервале температур 155-360ºС. Среднее направление этой компоненты близко таковому, выделяемому в габбро-долеритах Ропручейского силла. Вторая, высокотемпературная HT_{SQ}-компонента намагниченности, выделяемая в интервале температур 500-600ºС, близка по направлению HT_{RS}-компоненты в габбро-долеритах, но отличается склонением на 20-25º и несколько ниже по наклонению. Поскольку возраст вмещающих пород (кварцевых песчаников шокшинской свиты) отличается от возраста габбро-долеритов Ропручейского силла, то полученную разницу можно считать как положительный тест контакта.

В ходе ранее проведенных палеомагнитных исследований палеопротерозойских пород Прионежья – габбро-долеритов Ропручейского силла и вмещающих кварцевых песчаников шокшинской свиты [7, 10, 16], выделены высокотемпературные компоненты северного склонения (Dec=340-10º) и низкого-умеренного наклонения (Inc=5-30º).

Палеомагнитные полюсы, полученные по магматическим комплексам западной части Онежской структуры (Ропручейский силл), статистически не значимы, поскольку в анализе направлений участвует 5-10 единичных образцов. Однако этот полюс получен на хорошо датированных породах – возраст Ропручейского силла по данным U-Pb датирования по циркону определяется как 1770±12 млн. лет [1]. Вместе с тем, палеомагнитный полюс, пересчитанный со статистически значимого направления – по осадочным породам р. Важинка [16] - также не является «ключевым», поскольку нет надежной изотопной датировки изученных комплексов.

Для реконструкции положения Фенноскандинавского сегмента ВЕК в конце палеопротерозоя был рассчитан средний палеомагнитный полюс для магматических и осадочных пород 1.78-1.77 млрд. лет с учетом результатов предыдущих исследований позднепалеопротерозойских комплексов Западного Прионежья.

Корреляция пар одновозрастных «ключевых» полюсов Восточно-Европейского и Лаврентийского кратонов показывает существенные различия угловых расстояний в интервале 1.97-1.85 млрд. лет. Это говорит об их еще раздельном движении в этом временном интервале. Совпадение угловых расстояний этих кратонов наблюдается после 1.75 млрд. лет, что говорит об их перемещении в пределах единой литосферной плиты, и именно в этот период наблюдается резкое увеличение скорости перемещения ВЕК. Подобное увеличение скоростей перемещения, возможно, коррелирует со

временем окончательной амальгамации суперконтинента Колумбия.

Таким образом, новые палеомагнитные исследования палеопротерозойских комплексов Восточно-Европейского кратона позволили уточнить тренд перемещения Восточно-Европейского кратона из умеренных в тропические широты северного полушария в интервале 1.97-1.78 млрд. лет и определить время окончательной амальгамации суперконтинента Колумбии как ~1.75 млрд. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 10-05-01092, а.

Литература

1. *Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лазарев Ю.И., Макаров В.А., Николаев А.А., 1990.* U–Pb изотопный возраст карельского вепсия, ДАН, № 310. С. 189–191.
2. *Светов А.П.*, 1979. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 208.
3. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 210 с.
4. *Светов С.А.* Магматические системы перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
5. *Buchan, K.L., Mertanen, S., Park, R.G., Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2000.* Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. Tectoniphisics 319 (3), 167-198.
6. *Condie K.C.* The supercontinent cycle: are two patterns of cyclicity? // J. African Earth Sci. 2002. V. 15. P. 179–183.
7. *Damm, V., Gendler, T.S., Pavlov V.E. et al.*, 1997. Paleomagnetic studies of Proterozoic rocks from the Lake Onega region, southeast Fennoscandian shield. GJI, 129. 518-530.
8. *Elming, S.-A., Mikhailova, N.P, Kravchenko, S.* Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields // Tectonophysics, 2001. V. 339. P. 19-38.
9. *Evans, D.A.D., Pisarevsky, S.A., 2008.* Plate tectonics on the early Earth?—weighing the paleomagnetic evidence. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.), When did Plate Tectonics Begin? Geological Society of America, pp. 249–263.
10. *Fedotova, M.A., Khramov, A.N., Pisakin, B.N., Priyatkin, A.A., 1999*. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield, Geop. J. Int., 137, 691–712.
11. *Gower, C.F., Ryan, A.F., Rivers, T., 1990.* Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, B. (Eds.), Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica. Geological Association of Canada, St. John's Newfounland, 23–40.
12. *Hoffman, P.F., 1997.* Tectonic genealogy of North America. In: van der Pluijm, B.A., Marshak, S. (Eds.), Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics. W.W. Norton & Company, New York, London, 459–464.
13. *Meert, J.G., 2002.* Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent Columbia. Gondwana Res. 5, 207–215.
14. *Mertanen, S., Vuollo, J.I., Huhma, H., Arestova, N.A., Kovalenko, A., 2006.* Early Paleoproterozoic-Archaen dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennscandian Shield – new paleomagnetic, isotopoic age and geochemical investigations. Precambrian Research 144, 239-260.
15. *Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M.S., Meert, J.G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375, 1-4 (06), 289-324.
16. *Pisarevsky, S.A., Sokolov, S.J., 2001.* The magnetostratigraphy and a 1780 Ma palaeomagnetic pole from the red sandstones of the Vazhinka River section, Karelia, Russia Geophys. J. Int. 146, 531–538.
17. *Rogers, J.W., 1996.* A History of Continents in the Past Three Billion Years, J. Geol. 104, 1. 91–107.
18. *Rogers, J.J.W. and Santosh, M., 2002.* Confuguration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research, 5(1): 5-22.
19. *Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Pisarevsky, S.* Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic. Geophys. J. Int. 1998. Vol. 133. P. 44-56.
20. *Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A. and Li, S., 2004.* A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth Sci. Rev. 67, 91-123.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА НАНОРАЗМЕРНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗАХ ЯКУТИИ

Логвинова А.М. [а], **Вирт Р.** [б]

[а] *Институт геологии и минералогии СО РАН, г.Новосибирск, Россия (logv@uiggm.nsc.ru)*
[б] *Геологический центр им. Г.Л.Гельмгольца, Потсдам, Германия*

Введение

Включения сульфидов являются наиболее распространенными включениями в алмазах [1, 2, 5, 13]. Они несут важную информацию о распределении халькофильных элементов в мантии и являются предметом интенсивных исследований в течение многих лет [1, 2, 5, 7, 8, 12, 13]. Обилие сульфидов в алмазах и в ряде случаев срастание их с несомненно сингенетичными алмазу минералами (оливином, энстатитом, клинопироксеном, пиропом) свидетельствует о том, что сульфиды также син- и протогенетичны алмазам. Сульфидные включения в алмазах представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом, троилитом и моносульфидным твердым раствором (Mss). Причем, так же как и остальные включения в алмазах, они относятся к двум типам парагенезиса: эклогитовому (0–12% Ni) и перидотитовому (22-36 % Ni) [1, 2]. Известны случаи срастания сульфидов с флогопитом в алмазной матрице. Все это свидетельствует о присутствии сульфидных фаз в материнском веществе во время нуклеации и роста алмаза.

Вопрос о возможности кристаллизации алмаза из сульфидного расплава остается по-прежнему дискуссионным, хотя в последнее время исследователи склоняются к мнению о невозможности кристаллизации алмаза из сульфидного расплава, не содержащего в своем составе переходных металлов типа Fe и Ni [14]. Экспериментальными исследованиями показано, что такая кристаллизация возможна только при температуре выше 1600^{o}C и давлении более 6 ГПа, что представляется довольно высокими параметрами для природных условий [3, 4, 15]. Первостепенное значение в выяснении химического и фазового состава материнских алмазообразующих сред имеет изучение “центральных” микровключений в алмазе, захваченных на начальной стадии его кристаллизации.

Впервые сульфидные расплавные включения были описаны в работе [9]. Логвиновой с соавторами [10, 11] впервые были идентифицированы сульфидные фазы в составе полиминеральных расплавных /флюидных микровключений. В настоящей работе приведены оригинальные данные по наноразмерным сульфидным включениям, расположенным в ядерной части разных типов кристаллов алмаза из коренных и россыпных месторождений Якутии.

Образцы и методы исследования

Нами были изучены природные алмазы из кимберлитовых трубок (тр. Юбилейная, тр. Интернациональная, тр. Комсомольская) и россыпей Якутской алмазоносной провинции. Из представительной коллекции алмазов размером от 1 до 1,8 мм были отобраны типичные образцы разных морфологических типов (остроребериые октаэдры, кристаллы переходной формы, кубы, октаэдроиды и додекаэдроиды), содержащие в центральной части темное скопление микро- и наноразмерных включений без видимых трещин вокруг.

Все исследованные образцы были пришлифованы в виде плоско-параллельных пластин толщиной от 0.8 до 1.2 мм по плоскости (110). В основном исследования проводились методом просвечивающей электронной микроскопии (ТЕМ), включающей следующие методики: электронная микродифракция, получение изображений высокого разрешения кристаллической решетки минерала, аналитическая электронная микроскопия с использованием энерго-дисперсионной приставки, получение изображений в светопольном и темнопольном режимах [16]. Для этого метода были изготовлены специальные тонкие пластинки, препарированные методом ионного

утонения. Для выяснения особенностей распределения зон роста в алмазе-матрице были получены инфракрасные спектры поглощения на Фурье-спектрометре Bruker VERTEX 70, а также проведены исследования методом катодо-люминесценции с помощью сканирующего микроскопа LEO-1430 VP с энерго-дисперсионным рентгеновским спектрометром.

Полученные результаты

В девяти округлых алмазах из россыпей Эбеляхской алмазоносной площади (северо-восток Сибирской платформы) зафиксированы и проанализированы с помощью ТЕМ обогащенные никелем сульфидные наноразмерные включения двух типов: 1) *Ni/Ni+Fe=0.70±0.02.* Все включения имели размер от 5 до 200 нм, были гомогенны по составу и располагались преимущественно по плоскости (111) алмаза-матрицы. В ассоциации с ними были зафиксированы индивидуальные наноразмерные включения высоко-кремниевой слюды, KCl и флюида.

2) Ni/Ni+Fe=0.37±0.04 (Ni = 17–22 ат.%). В ассоциации с ними встречены полифазные карбонатитовые включения, состоящие в основном из карбонатных, силикатных и флюидных фаз. В целом они гомогенны по составу, но в двух случаях зафиксирована ламелеобразная структура, аналогичная описанной в работе [15], где экспериментально показано, что продуктами закалки богатого Ni, гомогенного по составу расплава, равновесного с Mss, является не стекло, а мелкозернистые дендритоподобные и игольчатые формы. Все точки полученных нами сульфидных составов на фазовой диаграмме системы Fe-Ni-S при 6 ГПа и 900°С [15] попадают в поле Mss+L (расплав).

В центральных зонах восьми алмазов из коренных месторождений сульфидные микро- и наноразмерные включения зафиксированы в нескольких проявлениях. 1) *Оливин – сульфид - графитовые срастания*. Сульфидная фаза представлена двумя фазами: пирротином и пентландитом, на границе с графитом идентифицированы фазы вюстита, Cu- и Ni- сульфидов. Такой полифазный состав можно объяснить следующими фактами. Практически все сульфидные включения в алмазах окружены системой микротрещин, которые являются причиной изменения объема. При понижении температуры Mss становится неустойчивым и претерпевает распад с образованием мелкозернистых срастаний из пирротина, пентландита, халькопирита, иногда пирита [6]. 2) *Ориентированные сульфид–графит-флюидные полифазные наноразмерные включения.* Они ассоциируют с индивидуальными микровключениями рутила и омфацита. По составу сульфидная фаза в них относится к пирротину с отношением Ni/Ni+Fe=0.05±0.01 (Ni =2,1 -3,8 ат.%), что позволяет отнести всю ассоциацию к эклогитовому парагенезису. *3) Сульфидные фазы в составе полиминеральных наноразмерных включений, представленных карбонатными, силикатными, оксидными, солевыми и флюидными фазами*. Все они также не содержат Ni и относятся к эклогитовому парагенезису. Аналогичные включения описаны в работе [10].

Заключение

1) Наноразмерные сульфидные включения, локализованные в центральной части алмаза-матрицы, в отличие от ранее изученных сульфидных включений, размещенных по всему объему алмаза, как правило, гомогенны по составу. Среди них выделено два типа составов: обогащенные Ni (выше 17 ат.%) и низко-Ni (менее 4 ат.%). Таким образом, составы первичных сульфидных расплавов соответствуют составам полифазных включений в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезисов.

2) Постоянное отношение Ni/Ni+Fe в составе сульфидных включений, нахождение их в ассоциации с карбонатитовыми и флюидными включениями, водосодержащими силикатами, галогенидами, фосфатами, графитом, карбидами, самородным железом дает возможность предположить, что изученные наноразмерные сульфидные

включения представляют собой моносульфидный твердый раствор, образовавшийся на стадии кристаллизации карбонатно-силикатно-сульфидного расплава.

3)Впервые выявлены взаимоотношения сульфидных наноразмерных фаз с карбонатными, силикатными, солевыми, оксидными, флюидными фазами в полиминеральных включениях в алмазе. Полученные результаты подтверждают экспериментальные данные о сульфидно-силикатной и сульфидно-карбонатной жидкостной несмесимости в алмазообразующих эклогит – карбонатит - сульфид - углеродных системах.

4) Сульфидный расплав является менее эффективной средой для кристаллизации алмаза по сравнению с карбонатитовыми системами. Но роль сульфидов в процессе алмазообразования вероятно может быть выяснена на основе изучения их взаимодействия с флюидом. Однако такие экспериментальные данные пока отсутствуют.

Литература

1. *Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В.*Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии // Изд-во Новосибирск: “Наука” Сиб. отд-ние, 1990, 120 с.
2. *Ефимова Э.С., Соболев Н.В.,Поспелова Л.Н.* Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Зап.ВМО. 1983. Т.112. С.300-310.
3. *Литвин Ю.А., Бутвина В.Г., Бобров А.В., Жариков В.А.* Первые синтезы алмаза в сульфид-углеродных системах: роль сульфидов в генезисе алмаза // Докл.РАН, 2002, т.382 (1), с. 106-109.
4. *Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В.* Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов // Геология и геофизика. 2005, т.46 (12). С. 1290-1303.
5. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Логвинова А.М., Суходольская О.П., Солодова Ю.П.* Распространенность и состав минеральных включений в крупных алмазах Якутии // Докл. РАН. 2001. Т.376. № 3. С.382-386.
6. *Тэйлор Л.А., Ли Я.* Включения сульфидов в алмазах не являются моносульфидным твердым раствором // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1547-1559.
7. *Deines P., Harris J.W.* Sulfide inclusion chemistry and carbon isotopes of African diamonds // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, v.59, p.3173-3188.
8. *Harris, J.W.* Black material on mineral inclusions and in Internal fracture planes in diamond // Contr. Mineral. and Petrol., 1972, v. 35, p. 22-33.
9. *Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Izraeli E.S., Sobolev N.V., Navon O.* Sulfide melt inclusions in Yubileinayan (Yakutia) diamonds // 8th International. Kimberlite Conference, 2003, Extended Abstract, FLA 0111.
10. *Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V.* Nanometer-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // Eur. J. Mineral, 2008, v. 20, Special issue on Diamonds, p. 317-331.
11. *Logvinova A.M., Wirth R.* Black cluster microinclusions in the core of Yakutian diamonds: Implications for diamond nucleation. Proceeding of X International Workshop “Deep seated magmatism, its sources and plumes”. Irkutsk. 2010, p. 93-103.
12. *Pearson D.G., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W.* Sulphide inclusions in diamonds from the Koffiefontein kimberlite, S Africa: constraints on diamond ages and mantle Re-Os systematics // Earth and Planetary Sci. Letters, 1998, v.160, p.311-326.
13. *Sharp W.E.* Pyrrhotite, a common inclusion in South African diamonds // Nature, 1966, v.211 (5047), p. 402-403.
14. *Shushkanova A.*A., Litvin Y.A.// Diamond nucleation and growth in sulfide-carbon melts: an experimental study at 6.0 – 7.1 GPa // Eur. J. Miner., 2008a, v.20, p.349-355.
15. *Usselman T.*M. Experimental approach to the state of the core. Part 1. The liquidus relations of the Fe-rich portion of the Fe-Ni-S system from 30 to 100 kbars // Amer. J. Sci., 1975, v.275, p. 278-290.
16. *Wirth, R.* Focused Ion Beam (FIB): a novel technology for advanced application of micro- and nanoanalysis in geosciences and applied mineralogy. Eur. J. Mineral., 2004, v.16, p. 863-876.