



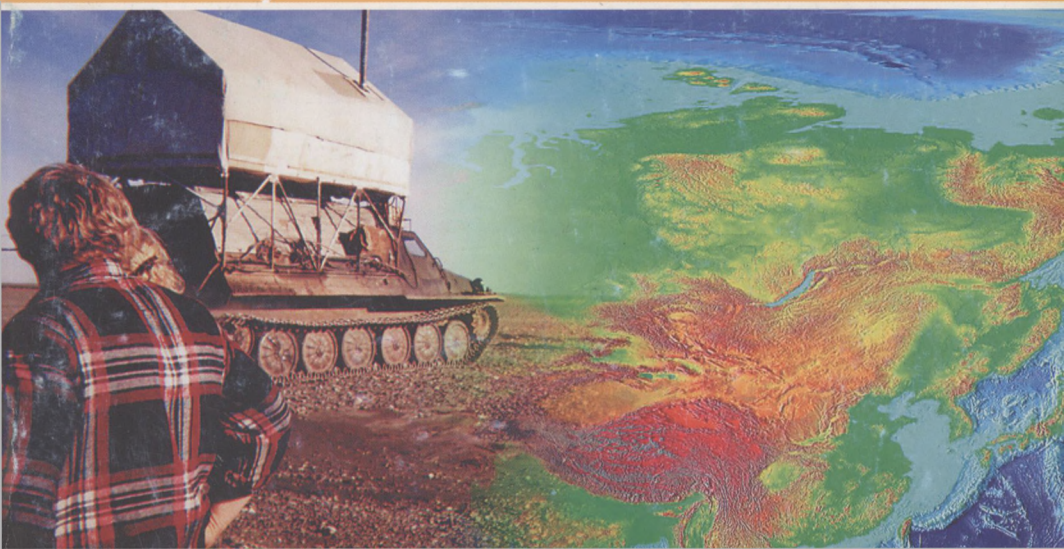
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ
И МИНЕРАЛОГИИ СО РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО РОССИИ
РОССИЙСКИЙ ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

НОВОСИБИРСК
2004

Том 1



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ
И МИНЕРАЛОГИИ СО РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО РОССИИ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

**Материалы
XXXVII Тектонического совещания
Новосибирск, 10–13 февраля 2004 г.**

Том 1

Новосибирск
Издательство СО РАН
Филиал "Гео"
2004

УДК 555.24
ББК 26.324
Э158

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (проект №04-05-74001)*



Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания, Новосибирск, 10–13 февр. 2004 г. Том 1. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. – 326 с.

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ СОВЕЩАНИЯ

Председатели оргкомитета:

академик РАН *Н.Л. Добрецов* академик РАН *Ю.Г. Леонов*

Заместители председателей:

чл.-кор. РАН *Н.А. Богданов* академик РАН *А.Э. Конторович*
чл.-кор. РАН *В.А. Верниковский* чл.-кор. РАН *Е.В. Скляр*

Члены оргкомитета:

академик РАН <i>С.В. Гольдин</i>	академик РАН <i>В.А. Коротеев</i>
академик РАН <i>М.И. Кузьмин</i>	академик РАН <i>В.С. Сурков</i>
чл.-кор. РАН <i>В.А. Глебовицкий</i>	чл.-кор. РАН <i>И.В. Гордиенко</i>
чл.-кор. РАН <i>В.Н. Пучков</i>	чл.-кор. РАН <i>А.П. Сорокин</i>
чл.-кор. РАН <i>А.И. Ханчук</i>	д.г.-м.н. <i>А.С. Борисенко</i>
д.г.-м.н. <i>М.М. Буслов</i>	д.г.-м.н. <i>К.С. Иванов</i>
к.г.-м.н. <i>Ю.В. Карякин</i>	д.г.-м.н. <i>Н.В. Короновский</i>
д.г.-м.н. <i>К.Г. Леви</i>	д.г.-м.н. <i>А.П. Смелов</i>
д.г.-м.н. <i>С.Д. Соколов</i>	д.г.-м.н. <i>В.С. Старосельцев</i>
д.г.-м.н. <i>С.И. Шерман</i>	

Ученые секретари:

к.г.-м. н. *Е.Н. Булгакова* к.г.-м. н. *Д.В. Метелкин*

Тезисы докладов публикуются в авторской редакции

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Л.В. Алабин

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, geo@uiggm.nsc.ru

Исследованиями последних лет в байкальских, каледонских, герцинских тектонических структурах Алтае-Саянской складчатой области (АССО), составной части Палеоазиатского океана, выявлены офиолитовые пояса, соответствующие океаническому этапу развития региона. Геологические комплексы океанического этапа во времени и пространстве сменяются островодужными, аккреционно-коллизийными и рифогенными внутриплитными. Больше того, в океанический этап развития тектонических структур от океанических и островодужных к окраинно-континентальным установлен латеральный рудно-генетический ряд гидротермальных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных месторождений: Fe, Cu, Zn, Pb [Au, Ag] (колчеданных, колчеданно-полиметаллических золото- и серебросодержащих) → Fe, Mn (магнетит-гематитовых, гематитовых и марганцевых) → P (фосфоритовых). В аккреционно-коллизийном этапе выявлен совмещенный метаморфогенно-гидротермальный и плутоногенно-гидротермальный ряд месторождений: Cu, Zn, Pb, Au (золото-колчеданно-полиметаллических) → Fe, Au (золото-магнетитовых, золото-скарновых, золото-медно-молибденовых, золото-сульфидно-кварцевых) → W, Mo (шеелитовых, молибденовых). В рифтогенный внутриплитный этап сформирован плутоногенно-вулканогенный гидротермальный ряд месторождений: Au, Ag, Sb, Hg (золото-ртутных, золото-серебряно-сурьмяных, размещающихся в структурах с океаническим и островодужным типом земной коры в основании) → Be, Rb, Cs; Al (редкометалльных, редкоземельных; алюминийсодержащих – уртитов и ийолит-уртитов, расположенных в структурах с древним докембрийским континентальным типом земной коры в основании).

Прослеживаясь вдоль региональных рудоконтролирующих зон спрединга, субдукции, коллизии, рифтогенеза на значительные расстояния месторождения полезных ископаемых образуют протяженные линейные металлогенические пояса, зонально расположенные относительно друг друга, или совмещенные. В итоге рудные месторождения приобретают поясно-узловой характер размещения.

В океаническом вулканогенно-гидротермально-осадочном латеральном рудно-генетическом ряду месторождений, сформированных в океанической и островодужной геодинамических обстановках, золото- и сереборудная минерализация проявлена в комплексе с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями океанических поднятий и островных дуг. Рудные тела этого типа представлены вкрапленными и массивными стратиформными линзовидными залежами пирит-халькопирит-сфалерит-галенитового состава с арсенопиритом. Протяженность рудных тел изменяется от 150-300 м до 700-1200 м, мощность — от 3-7 м до 20-30 м. На глубину они прослеживаются до 560-700 м. Золото и серебро тонкодисперсное, содержится преимущественно в пирите, халькопирите, сфалерите, арсенопирите. Среднее количество Au колеблется от 0.8-1.2 г/т до 3.4 г/т, реже достигает 4.5-5.2 г/т; Ag – от 21.0 до 52.3 г/т, редко 120-250 г/т. Кристаллизация благородных металлов происходила при $T=250-300^{\circ}\text{C}$, близкой температуре образования сульфидов. Пробность золота – 580-720 ‰. Месторождения такого класса являются производными океанической толентовой базальтовой и островодужной известково-щелочной андезитовой вулканогенно-гидротермальных рудообразующих систем. К ним относятся

каледонская группа колчеданных и колчеданно-полиметаллических золото- и серебросодержащих месторождений Салаира, Северо-Саянская в Западном Саяне, Кызыл-Таштыгская в Туве и герцинская группа месторождений Рудного Алтая.

В аккреционно-коллизийный этап в процессе столкновения океаническо-островодужной системы с окраинно-континентальной Сибирского кратона (коллизийная геодинамическая обстановка) в начальную стадию происходит надвигание океанических и островодужных геологических комплексов на континентальные; образование надвиговых, сдвиговых, сдвигово-сбросовых разрывных структур, зон интенсивного катаклаза, смятия и расщепления пород; обдукция пластин офиолитов на карбонатные породы и формирование экранирующих структур. В результате регионального дислокационного метаморфизма проявились не только преобразование первичного минерального состава исходных пород (актинолитизация, альбитизация, окварцевание, серицитизация), но и дезинтеграция сульфидных минералов, перераспределение в них золота, серебра, выщелачивание их восстановленными метаморфогенно-гидротермальными растворами, перенос и отложение на карбонатных и углеродистых геохимических барьерах, максимально под экранирующими вулканическими и офиолитовыми структурами. Иначе говоря, в коллизийной геодинамической обстановке в зонах нарушения, катаклаза и интенсивного расщепления золотосодержащих островодужных и задуговых вулканогенно-осадочных пород и руд формируется ранняя коллизийная метаморфогенно-гидротермальная рудообразующая система, несущая вкрапленно-прожилковую промышленную золото-сульфидную с кварцем, карбонатом, серицитом минерализацию, с содержанием Au – 3.5-7.2 г/т, Ag – 17.6-35.3 г/т, с пробностью золота 680-820 ‰. Эта минерализация формирует линзообразные и жилоподобные рудные тела размером 100-150 м × 3-7 м, которые, как правило, накладываются на стратиформные вкрапленные золото- и серебросодержащие руды и редко выходят за их контуры во вмещающие породы. Образование таких руд происходило при T – 420-250°C. Метаморфогенно-гидротермальная минерализация известна в Егорьевском золоторудном районе и Мавринско-Матвеевской рудной зоне в Салаире; в Кундат-Кундусуюльской, Ортон-Магзынской золоторудных зонах и на месторождении Юзик в Кузнецком Алатау; в Северо-Саянской золоторудной зоне, Анзасс-Кызасском, Амыло-Систигхемском золоторудных районах в Западном Саяне и Туве; в Урик-Китойской золоторудной зоне с Зун-Холбинским месторождением в Восточном Саяне.

Заключительная стадия коллизии сопровождается внедрением гранитоидных интрузивов I-типа. Изотопный состав первичного стронция магматических пород интрузивов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70402-0.70725$) указывает на их мантийно-коровую природу. С их внедрением связана стабилизация подвижных структур, формирование штокверковой и жильной золото-полисульфидно-кварцевой минерализации (пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, теллуриды золота, серебра; шеелит). В ореолах преобразования гранитоидами предшествующих им вмещающих пород, стратиформных вкрапленных, вкрапленно-прожилковых руд и в самих интрузивах формируются плутоногенно-гидротермальные скарновые, штокверковые (70-100 × 3-7 м) и жильные (100-170 × 1.5-3.0 м) рудные тела. Содержание Au в скарнах, штокверках и жилах достигает 12-35 г/т, в рудных столбах – 50-70 и более г/т; Ag – 20-70 г/т. Соотношение Au:Ag составляет 10:1. Размеры самородного золота увеличиваются от 0.1-0.3 мм до 2.0-2.5 мм, вплоть до самородков. Проба золота возрастает до 880-960 ‰. Эти данные указывают на привнос Au плутоногенно-гидротермальными мантийно-коровыми флюидами. Образование золото-скарновых, золото-полисульфидно-кварцевых штокверковых и жильных рудных тел в позднюю стадию коллизии сопровождалось предрудной пропилитизацией и скарнированием вмещающих пород,

их сорудной лиственитизацией и березитизацией. Они формировались в несколько продуктивных стадий в интервале температур: 520-460 °С, 440-320 °С, 360-200 °С. Это широко известные в АССО золото-скарновое месторождения – Синюхинское, Натальинское, Тардан; штокверковые и жильные – Комсомольское, Бериккульское, Центральное, Коммунар и др., являющиеся производными поздней коллизионной гранитоидной плутоногенно-гидротермальной рудообразующей системы.

В рифтогенной внутриплитной геодинамической обстановке в АССО произошли процессы тектоно-магматической активизации, максимально проявленные в предшествующих им зонах интенсивной тектонической нарушенности и рассланцованности пород. С позднепалеозойской и мезозойской активизацией связано формирование рифтогенной внутриплитной щелочно-базальтовой и щелочно-гранитоидной плутоно-вулканических рудообразующих систем, внедрение магматических пород, привнос гидротермальными растворами эпитептермальной Au-Ag-Sb-Hg с сульфидами минерализации и образование месторождений и рудопроявлений этого минерального типа.

Сидерофильно-халькофильные геохимические свойства Au и Ag обуславливают их средство и генетическую связь с Fe, Cu, Zn, As, Hg, S на протяжении всех этапов и геодинамических обстановок формирования тектонических структур. Изотопный состав серы сульфидных минералов, с которыми ассоциируют Au и Ag, соответствует устойчивым группам: $\delta^{34}\text{S}=+1.2\div+4.8\text{‰}$; $\delta^{34}\text{S}=+5.5\div+9.8\text{‰}$; $\delta^{34}\text{S}=+10.5\div+17.3\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}=-12.3\div-21.4\text{‰}$. Первая – отвечает мантийной сере, вторая – сере, фракционированной в мантийно-коровых условиях; третья и четвертая – сере, прошедшей сульфат редукцию и (или) заимствованной из вмещающих пород. Эти данные свидетельствуют о мантийно-коровой природе S сульфидных минералов, как и ассоциирующих с ними Au и Ag.

В итоге, длительный и разобщенный во времени (от R₃, V-Є₁, Є₂-S до D-P, T-J) процесс формирования золоторудной минерализации в АССО, но сосредоточенный и локализованный в пространстве – в структурах спрединга, субдукции, коллизии, рифтогенеза, в интенсивно тектонизированных, брекчированных и рассланцованных породах, легко проницаемых для магматических расплавов, магматогенных и метаморфогенных гидротермальных растворов, привел к образованию полихронных и полигенных вкрапленно-прожилково-жильных и штокверковых золото-полисульфидных с кварцем, карбонатом, шеелитом, серебром, сурьмой и ртутью месторождений, в том числе «типа Карлин». К месторождениям такого класса и типа относятся перечисленные выше. Разведанные запасы благородных металлов Зун-Холбинского месторождения и ресурсы названных рудных зон и районов по категориям C₂+P₁, P₁ на порядок превышают запасы золота известных в регионе традиционных золото-скарновых, золото-сульфидно-кварцевых жильных месторождений. Полихронные и полигенные месторождения, аналогичные названным, известны в Енисейском краже (Олимпиада), в Якутии (Нежданинское, Кючус), на Северо-Востоке России (Майское). Элементы полихронности и полигенности золотого оруденения присутствуют в месторождении Мурунтау (Узбекистан). Эти месторождения представляют собой крупнообъемные объекты.

Изложенный материал показывает, что Алтае-Саянская складчатая область является крупной золоторудной провинцией глобального Центрально-Азиатского металлогенического пояса. Она расположена в экономическом развитии регионе с Кузнецким, Канско-Ачинским угольными, Западносибирским нефтегазоносным топливно-энергетическими комплексами и является весьма перспективной для успешного развития золотодобывающей промышленности Российской Федерации.

ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЧАРА-ОЛЕКМИНСКОГО И АЛДАНСКОГО ГЕОБЛОКОВ АЛДАНСКОГО ШИТА

*И.В.Анисимова**, *А.Б.Котов**, *В.П.Ковач**, *Е.Б.Сальникова**, *А.П.Смелов***,
*В.И.Березкин***, *Н.Ю.Загорная**

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
kotov@ad.igpp.ras.spb.ru

**Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Основные черты геологического строения зоны сочленения Чара-Олекминского и Алданского геоблока Алданского щита определяются субмеридиональными и северо-восточными зонами разрывных нарушений различного типа и возраста, в пределах которых сосредоточены многочисленные тектонические фрагменты, сложенные относительно слабо метаморфизованными осадочными и вулканическими породами Субганского, Булгуняхтахского и Балаганахского зеленокаменных поясов. В результате геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований показано, что они принадлежат по крайней мере к трем возрастным группам (2.6-3.0, 2.5-2.6 и 2.0-2.4 млрд. лет).

Первая возрастная группа (2.6-3.0 млрд. лет) включает осадочно-вулканогенные толщи Субганского тектонического фрагмента одноименного зеленокаменного пояса. В разрезе этого фрагмента выделяется толща амфиболовых сланцев с реликтивными вулканическими текстурами и структурами (толеитовые базальты, андезито-базальты, дациты, туффиты среднего состава) и толща, сложенная двуслюдяными, андалузит-слюдяными и гранат-двуслюдяными сланцами (полимиктовые песчаники и пелитовые аргиллиты). Стратиграфическое положение этих толщ остается неясным.

Оценки $T_{Nd}(DM)$, полученные для двуслюдяных, андалузит-слюдяных и гранат-двуслюдяных сланцев (полимиктовые песчаники и пелитовые аргиллиты) Субганского фрагмента, близки к 3.0 млрд. лет. В то же время возраст интрузий габбро, прорывающих Субганский фрагмент, составляет 2910 ± 50 млн. лет (Sm-Nd метод по породам в целом). Иначе говоря, возраст метаосадочных и метавулканических пород этого фрагмента находится в интервале 2.86-3.0 млрд. лет.

Вторая возрастная группа (2.5-2.6 млрд. лет) зеленокаменных поясов представлена Булгуняхтахским зеленокаменным поясом. Для большинства тектонических фрагментов этого пояса характерна ассоциация глиноземистых гранат-биотит-мусковитовых (\pm силлиманит, \pm ставролит), гранат-биотитовых (\pm силлиманит, \pm кордиерит), двуслюдяных и биотит-кордиеритовых плагиоклаз-кварцевых сланцев (алевропелитовые и пелитовые аргиллиты), биотитовых и гранат-амфиболовых сланцев. Однако в некоторых тектонических фрагментах преобладают амфибол-биотитовые, биотитовые и гранат-биотитовые микрогнейсы и гнейсы (граувакковые песчаники, алевропелитовые аргиллиты) или кварциты, биотитовые кварцито-гнейсы, глиноземистые, амфибол-плагиоклазовые и амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы, содержащие отдельные линзы и прослои известково-силикатных пород, диоксидовых кальцифиров и железистых кварцитов. Предполагаемые инициальные вулканические породы Булгуняхтахского зеленокаменного пояса представлены амфибол-плагиоклазовыми и амфибол-биотит-плагиоклазовыми сланцами, отвечающими по химическому составу главным образом толеитовым базальтам.

Значения $T_{Nd}(DM)$ метаосадочных пород (метаграувакк и метапелитов) Булгуняхтахского зеленокаменного пояса изменяется в интервале 2.6-3.3 млрд. лет, что

определяет нижнюю возрастную границу осадконакопления (2.6 млрд. лет). При этом формирование этого пояса предшествовало становлению интрузий гранитов нелюкинского комплекса с возрастом 2522 ± 2 млн. лет (U-Pb метод по циркону). Это позволяет считать, что возраст Булгуныхтахского зеленокаменного пояса составляет около 2.52-2.6 млрд. лет.

К третьей возрастной группе (2.0-2.4 млрд. лет) отнесены вулканогенно-осадочные толщи Балаганахского зеленокаменного пояса. Тектонические фрагменты этого пояса сложены мелкозернистыми амфибол-плагиоклазовыми сланцами (толеитовые и известково-щелочные базальты, андезито-базальты) и биотит-амфиболовыми микрогнейсами (андезиты, дациты), которые содержат тонкие прослои диопсид-амфиболовых, высокоглиноземистых и гранат-биотитовых сланцев (пелитовые аргиллиты). В тектонических фрагментах, расположенных в центральной и южной частях Балаганахского зеленокаменного пояса, наряду с указанными породами присутствуют гранат-биотитовые микрогнейсы и гнейсы, иногда с силлиманитом (пелитовые аргиллиты).

Величины Nd модельных возрастов метаандезитов и метадацитов Балаганахского пояса составляют около 2.3-2.4 млрд. лет, а значения $T_{Nd}(DM)$ метapelитов находятся в интервале 2.4-3.1 млрд. лет. Эти данные показывают, что источниками сноса кластических метаосадочных пород рассматриваемого пояса послужили породы континентальной коры архейского и (или) раннепротерозойского возраста, что свидетельствует об его формировании в течение раннепротерозойского этапа геологического развития Алданского щита. Верхняя возрастная граница накопления осадочно-вулканогенных толщ Балаганахского зеленокаменного пояса определяется тем, что они вовлекаются в формирование глубинных пластических надвигов Чугинской и Федоровской систем, возраст которых составляет около 2.0 млрд. лет.

Характер строения разрезов слабо метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ зоны сочленения Чара-Олекминского и Алданского геоблока Алданского щита, а также особенности состава и ассоциаций слагающих их пород дают все основания полагать, что формирование Субганского зеленокаменного пояса протекало в обстановке островной дуги, Булгуныхтахского зеленокаменного пояса – континентального рифта, а Балаганахского зеленокаменного пояса – в условиях активной континентальной окраины или островной дуги.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-72011, 01-05-65266, 02-05-65086, НШ-615.2003,05) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7.

ГИДРОЭКСТРУЗИЯ - ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ДВИЖЕНИЯ ДИАПИРОВ, КУПолов и МАНТИЙНЫХ и ПЛЮМОВ

В.Н.Анфилов, Ю.В.Хачай***

*Миасс, Институт минералогии УрО РАН, iminchf@ilmeny.ac.ru

**Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН

Вертикальные потоки вещества в земной коре и в мантии являются важной компонентой тектонических и тепловых процессов, приводящих к дифференциации вещества Земли. Наиболее мощными и глубинными вертикальными потоками являются мантийные плюмы, зарождающиеся в переходной зоне верхней мантии, а возможно и на границе мантии с ядром Земли. Движущей силой всех этих потоков традиционно считается гравитационная неустойчивость, обусловленная плотностными

неоднородностями вещества мантии и земной коры, которая приводит к всплыванию легкого материала [1]. Нам представляется, что в условиях высокого литостатического давления пластическое течение может осуществляться по механизму гидроэкструзии.

Гидроэкструзия представляет собой процесс пластического течения твердого вещества, которое возникает при высоких гидростатических давлениях. Сущность ее заключается в том, что с увеличением давления происходит резкое изменение характера деформации и вещество, хрупкое при нормальных давлениях, приобретает способность к пластическому течению при высоком давлении [2].

Мерой пластичности вещества является величина предельной пластичности, ϵ , равная:

$$\epsilon = \ln \left(\frac{S_0}{S_p} \right)$$

где S_0 - начальная площадь сечения, S_p - площадь сечения шейки образца в момент разрыва. Зависимость величины ϵ от гидростатического давления описывается уравнением:

$$\epsilon = \epsilon_0 + k(P - P_n)$$

где ϵ - деформация при разрыве под давлением P , ϵ_0 - деформация при разрыве без давления, P_n - пороговое давление, начиная с которого величина ϵ начинает зависеть от давления, k - коэффициент пропорциональности.

Примером гидроэкструзии являются солевые диапиры. Не трудно видеть, что соль выдавливается из пласта потому, что при высоком литостатическом давлении уменьшается напряжение, при котором она переходит в пластичное состояние и соль начинает течь в направлении меньшего литостатического давления. Плотность перекрывающих солевой пласт пород определяет лишь величину литостатического давления и глубину, на которой предел пластичности соли уменьшается от 200 до 50 бар.

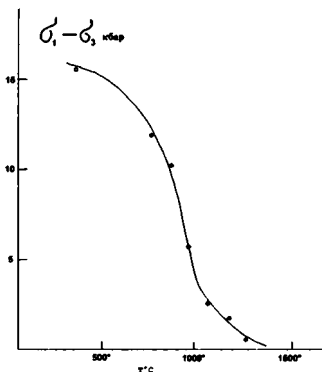


Рис. 1

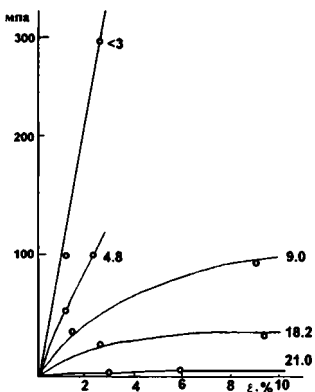


Рис. 2

Влияние давления и температуры на пластические свойства вещества реализуется таким образом, что их суммарное действие приводит к резкому увеличению пластичности при одновременном уменьшении прочности. На рис 1, построенном по данным [3], показана зависимость напряжения от температуры для лерцолита при

постоянной величине деформации, равной 10%. Из него следует, что при температуре 1400°C напряжения, равного 250 бар достаточно для выдавливания лерцолита в направлении меньшего литостатического давления.

Резкое снижение прочности породы и увеличение ее пластичности происходит при появлении в породе расплава. На рис.2 приведена зависимость напряжения от степени деформации для гранита при различной степени плавления [5]. При содержании расплава равном 20%, величина напряжения, при котором происходит пластическое течение падает до 50 бар.

Механизм гидроэкструзии принципиально отличается от всплывания легкого материала тем, что для его реализации должна существовать граница, на которой накапливаются напряжения, необходимые для пластического течения материала в направлении меньшего сопротивления. Это видно на примере образования солевых диапиров. Соль начинает образовывать купольные поднятия, когда амплитуда локальных вариаций литостатического давления на верхней границе пласта, $\Delta P > \Delta \sigma_n$. $\Delta \sigma_n$ - дифференциальное напряжение, при котором начинается пластическое течение соли. Аналитическое решение для описания механизма формирования солевых куполов, как следствия гравитационной неустойчивости, предложено Б. Добриным. Оно состоит из трех уравнений [6]:

1) Сила плавучести,

$$F_{\Pi} = \Delta \rho \pi R^2 g z \quad (1)$$

2) Сила вязкого волочения,

$$F_{\text{В}} = \frac{2\pi}{\omega} R \eta z \frac{dz}{dt} \quad (2)$$

3) Турбулентное сопротивление верхней части диапира,

$$F_{\text{T}} = \frac{1}{2} \varphi \pi R^2 \rho_l \left(\frac{dz}{dt} \right)^2 \quad (3)$$

Здесь $\Delta \rho$ - разность плотности соли и вмещающей породы; R - радиус купола; g - ускорение силы тяжести; высота купола; φ - коэффициент сопротивления Ньютона; ρ_l - плотность вмещающей породы; t - время начала внедрения купола; η - вязкость среды, в которой движется купол. Не трудно видеть, что если в уравнении (1) $\Delta \rho g z$ заменить на $\Delta \sigma_n$ - напряжение, при котором соль переходит в пластичное состояние, система уравнений и ее решение не изменятся.

Давление, необходимое для выдавливания вещества путем гидроэкструзии, может также создаваться внутри замкнутых объемов, если в этих объемах происходит фазовый переход, сопровождающийся увеличением объема, например, частичное плавление. В процессе частичного плавления действуют два фактора. Появление расплава резко снижает величину напряжения, при котором начинается пластическое течение, рис.2. Одновременно, из-за увеличения объема при плавлении, внутреннее давление в области частичного плавления становится больше литостатического. Например, при частичном плавлении вещества верхней мантии на глубине 60 - 100 км и образовании базальтового расплава увеличение объема на 1% приводит к возрастанию давления в зоне плавления на 200 - 300 бар, что вполне достаточно для развития процесса гидроэкструзии. Условия благоприятные для гидроэкструзии возникают при образовании гранито-гнейсовых куполов. Границей, на которой накапливаются напряжения, необходимые для выдавливания гранитного расплава, является изотерма, ограничивающая солидус субстрата, из которого выплавляется гранитный расплав.

Явления гидроэкструзии могут возникать в переходной зоне мантии при подходе к ней тепловых потоков от границы мантии с ядром. При прогреве вещества переходной зоны, при положительном значении наклона зависимости dP/dT фазового перехода, область устойчивости менее плотной модификации опустится на большую

глубину, а в слое, где до прогрева была устойчива плотная модификация, произойдет фазовый переход, который будет сопровождаться увеличением объема и появлением в переходной зоне избыточного давления. На глубине 650 - 700 км возрастание объема на 1% приводит к увеличению давления на 2 - 3 кбара, что вполне достаточно для выдавливания вещества переходной зоны в направлении меньшего литостатического давления. Если, при подъеме мантийного вещества вверх возникают условия его частичного плавления, процесс гидроэкструзии может усилиться. Частично расплавленный материал будет выдавливаться к поверхности, освобождая объем для новых порций вещества, поступающего в область плавления из переходной зоны. В конечном итоге сформируется долгоживущий мантийный плюм, корни которого уходят в нижнюю мантию.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Издательство СО РАН, Филиал "ГЕО", 2001. 408 с.
2. Берсенева Б.И., Трушин Е.В. Процесс гидроэкструзии. М.: Наука, 1976. 200 с.
3. Иодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
4. Van der Molen I., Paterson M.S.// Contrib. Mineral. Petrol. 1979, v.70, № 2. P.299-318.
5. Шейдтергер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.

ГЕОДИНАМИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

С.В.Аплонов, Б.А.Лебедев*, Н.В.Тимошенкова***

*Санкт-Петербургский государственный университет, sva@tethys.ru

**Санкт-Петербург, Центр геодинамических исследований ТЕТИС

Введение. Выполненные ранее обобщение и анализ фактических данных по всем осадочным бассейнам мира [1,2] демонстрируют функциональную связь их нефтегазоносности с гармоничным развитием – подчинением глобальной цикличности седиментации. Именно к гармоничным формационным рядам приурочено большинство материнских пород и, что еще важнее – региональные флюидоупоры, обеспечивающие длительную изоляцию углеводородных систем.

В свою очередь, удалось определить геодинамическую обстановку, оптимальную для начала гармоничного развития осадочных бассейнов [3] – мощный рифтинг на стадии глобальной суши по краям сформировавшихся суперконтинентов, иногда заходящий до стадии кратковременного спрединга.

С осадочными бассейнами, заложившимися после каледонской фазы диастрофизма на краях Евразии и после герцинской – на краях Пангеи, развивавшимися гармонично, соответственно, в среднем-позднем палеозое и в мезозое-кайнозое, связано 95% мировых запасов нефти и газа.

В докладе демонстрируется приложение разработанной методологии геодинамического анализа к двум разновозрастным и в разной степени изученным осадочным бассейнам севера Восточной Европы: средне-позднепалеозойскому бассейну Баренцевского шельфа, где уже доказана промышленная нефтегазоносность, и рифейскому возможно нефтегазодонному бассейну Мезенской синеклизы.

Баренцевский шельф. Исследования выполнялись в 1998/2002гг. по заказам МПР РФ, в настоящее время продолжают как инициативная разработка Центра геодинамических исследований ТЕТИС.

До начала исследований общепринятой была точка зрения о преимущественной газоносности Баренцевого шельфа, связанной с юрским комплексом, а оптимизм ресурсной оценки основывался по сути на одном выявленном супергиганте – Штокмановском месторождении (исследования не включают шельф Печорского моря).

Путем детального анализа всей имеющейся геолого-геофизической информации и последующего геодинамического моделирования удалось показать, что определяющую роль в эволюции всего Печоро-Баренцевоморского региона сыграл девонский Восточно-Баренцевский центр спрединга, продолжающийся на сушу в виде Печоро-Колвинского континентального палеорифта Тимано-Печорского бассейна [4]. Отсюда, ближайшими генетическими аналогами бассейнов Баренцевого шельфа являются средне-позднепалеозойские гармоничные бассейны востока Русской платформы, прежде всего – Прикаспийский, а не мезозойско-кайнозойские бассейны Норвегии, Северного моря, отчасти – Западной Сибири, которые прежде использовались в качестве эталонов для ресурсной оценки шельфа.

Геодинамический анализ позволил выполнить нефтегеологическое районирование Баренцевого шельфа и дать новую экспертную оценку его углеводородных ресурсов. Помимо уже установленной газоносности юрских отложений, основные перспективы связаны с западными прибортовыми районами глубоких Баренцевских впадин (Ферсмановским, Вернадским и Федынским), где в верхне- и частично среднепалеозойских карбонатных породах под пермским региональным флюидоупором (возможно – соленосным) ожидается выявить крупные и гигантские залежи нефти и/или газа с повышенными конденсатными факторами.

Кроме того, средствами геодинамического анализа удалось показать, что условия для карбонато- и соленакпления в среднем и позднем палеозое в открытой части Баренцевого шельфа были значительно более благоприятными, чем в расположенных южнее Тимано-Печорской провинции и Кольско-Канинской моноклинали. Отсюда следует, что если выявленные в верхнем палеозое Кольско-Канинской моноклинали органогенные постройки, как правило, мелкие, а в Тимано-Печорской провинции, как известно, пермский региональный флюидоупор имеет плохое качество, то в Восточно-Баренцевском бассейне органогенные постройки должны укрупняться, а первичные свойства флюидоупора – резко улучшаться (мы предполагаем, что он ближе всего к флюидоупору, экранирующему нефтегазоносность Западного Внутреннего бассейна США, то есть в преимущественно глинистой толще встречаются линзы солей).

Судя по последним публикациям в электронных СМИ [5], выполненная нами оценка учтена МПР РФ при определении перспектив недропользования на Арктическом шельфе России.

Мезенская синеклиза. Исследования ведутся с 1998г. по заказу Альянса компаний по региональному изучению Мезенской синеклизы. Современному этапу предшествовали дважды начатые, а затем прекращенные нефтепоисковые работы: в 1950-е годы, когда геофизическими методами была выявлена крупная депрессия фундамента между Балтийским щитом и Тиманским кряжем; и в 1970-е годы, когда наряду с геофизическими работами в Мезенской синеклизе были пробурены 32 поисковых скважины, из них 16 – с глубиной от 2 до 4 км. Несмотря на формальные положительные признаки (площадь бассейна – около 300 тыс.км², объем осадочного выполнения – более 1 млн.км³, из которых $\frac{3}{4}$ приходится на перспективные толщи рифея и венда), в Мезенской синеклизе на сегодняшний день не обнаружено не только промышленных залежей углеводородов, но и достоверных нефтегазопроявлений.

Геодинамический анализ позволил теоретически обосновать предположения о том, что (1) в среднем и позднем рифее на территорию Мезенской синеклизы наводилось гармоничное развитие со стороны Арктиды – составной части

гренвилевского суперконтинента Родинии; (2) если промышленная нефтегазоносность Мезенской синеклизы существует, то она не контролируется современной пликативной структурой и связана с карбонатными коллекторами, а не с терригенными, на которые прежде ориентировались нефтепоисковые работы.

После завершения бурения параметрических скважин Средне-Няфтинской-21 (в северной части Мезенской синеклизы) и Кельтменской-1 (в Вычегодском прогибе), гипотезы стали доказанными фактами: были вскрыты мощные верхнерифейские карбонатные толщи, накопившиеся в условиях гармоничного развития, а в их составе обнаружены породы, обогащенные органикой. Это резко повысило перспективы Мезенского бассейна, однако самым «уязвимым местом» для его промышленной нефтегазоносности по-прежнему остаются флюидоупоры – они накапливаются на завершающих стадиях циклов гармоничного развития, а потому имеют максимальные шансы быть размытыми в процессе последующих воздыманий (отчасти поэтому поисковые работы прошлых лет практически не имели шансов на успех, поскольку ориентировались на антиклинали, где размыты были особенно интенсивными).

По нашей оценке, наиболее высока вероятность сохранения верхнерифейских продуктивных разрезов с не до конца размытыми флюидоупорами в восточной (притиманской) полосе прогибов Мезенской синеклизы (Пешско-Сафоновском и Вычегодском). Сюда следует смещать будущие нефтепоисковые работы, для чего в настоящее время нами оконтурированы наиболее перспективные участки для дальнейшего распределения через систему лицензирования, а также разработаны модели поисковых объектов (органогенных карбонатных построек в отложениях верхнего рифея, перекрытых также верхнерифейским глинистым, или солоносо-глинистым флюидоупором) для проведения площадной сейсморазведки, а затем и бурения.

Разумеется, перспективы Мезенской синеклизы не следует переоценивать. Наша предварительная оценка извлекаемых прогнозных ресурсов дает среднюю величину для всего бассейна вместе с Вычегодским прогибом около 1,5 млрд.т нефтяного эквивалента, при равной вероятности как максимально возможной величины около 3 млрд.т, так и минимальной (нулевой) оценки, поскольку главное условие нефтегазоносности – частичное сохранение верхнерифейского регионального флюидоупора, прогнозируется с большой вероятностью, но не является доказанным фактом. Кроме того, уже сейчас понятно, что залежи углеводородов (которые еще предстоит найти, а искать и разрабатывать их будет трудно!) здесь вряд ли выйдут из категории мелких и средних.

Однако необходимо учитывать, во-первых, что Мезенский бассейн площадью около 300 тыс.км² – пожалуй, последнее место в пределах российской суши, где может быть открыта новая нефтегазоносная провинция, и, во-вторых, что если в будущем промышленная нефтегазоносность Мезенской синеклизы подтвердится, то она станет единственным бассейном в мире с полностью автономным онтогенезом углеводородов в рифее: во всех бассейнах мира с доказанной промышленной нефтегазоносностью рифея (Лено-Тунгусская провинция Восточной Сибири, север Австралии, северо-запад Африки, Китай) последняя обеспечивается региональными флюидоупорами, накопившимися на более поздних этапах гармоничного развития.

Заключение. Геодинамический анализ позволяет дедуктивно описать и численно смоделировать процессы, обуславливающие генерацию, миграцию и аккумуляцию углеводородов в осадочных бассейнах. Практика применения геодинамического анализа показала его высокую эффективность как для оценки углеводородного потенциала малозученных осадочных бассейнов, так и для бассейнов с доказанной промышленной нефтегазоносностью, но с противоречивой ресурсной оценкой. Этот прикладной аспект геодинамического анализа, как нам представляется, в равной

степени важен и для разработки общей стратегии воспроизводства сырьевой базы нефтегазодобычи в России, и для определения направлений нефтегазопоисковых работ в конкретных осадочных бассейнах. Обе задачи актуальны как для государственных органов управления фондом недр, так и для нефтегазодобывающих компаний.

Литература

1. Лебедев Б.А., Аплонов С.В. Осадочные бассейны России: типизация, условия заложения, история развития, нефтегазозносность/ Рос.геоф.ж.,1998, №11-12, с.40-44
2. Aplonov S. Oil in 'holes-in-the-continints' (relict oceanic basins). In: Paradoxes in Geology, Elsevier,2001, pp.113-130
3. Аплонов С.В. Геодинамика глубоких осадочных бассейнов. СПб:ЦГИ ТЕТИС, 2000, 214с.
4. Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К., Трунин А.А. Новая геодинамическая модель Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши/ Доклады РАН, 1996, 351, №5, с.652-655.
5. Артюхов В.Г., Глузов И.Ф. Стратегия недропользования на континентальном шельфе Арктических морей// Международная конференция «Нефть и газ Арктического шельфа 2002». – Материалы с сайта www.priroda-online.ru/gazeta/doc2854.html

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ БАРЕНЦЕВСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА

Е.В. Артюшков

Москва, Институт физики Земли РАН, pcchekh@ilgan.ru

Внутри континентов и на их окраинах существуют глубокие впадины с мощностью осадков до 15-20 км. Сюда относятся, например, Прикаспийский, Южно-Каспийский и Баренцевский осадочные бассейны. Их образование обычно объясняют растяжением литосферы. Предполагается также, что в наиболее глубоких частях впадин сильно утоненная и высокоскоростная консолидированная кора относится к океаническому типу и возникла в процессе спрединга. Такие прогибы представляют собой крупные нефтегазозносные бассейны. Поэтому механизм их образования представляет большой интерес не только для понимания процессов, формирующих земную кору, но и для поиска нефти и газа. В качестве примера здесь рассматривается Баренцевский прогиб [1-5]. В его восточной части — в Восточно-Баренцевской впадине мощность фанерозойских осадков достигает 16-20 км. Консолидированная кора здесь утонена до 12-16 км и характеризуется высокими скоростями упругих волн, благодаря чему ее часто относят к океаническому типу [4, 5]. За пределами Восточно-Баренцевской впадины — на основной части площади прогиба консолидированная кора включает гранитный слой, что указывает на ее континентальный характер. Мощность осадков фанерозоя здесь также велика и местами достигает 12-17 км.

В осадках и фундаменте Баренцевского прогиба существуют многочисленные сбросы, что указывает на растяжение в литосферы. Отсюда обычно делается вывод, что погружение континентальной коры здесь было обусловлено растяжением. Возникает вопрос, было ли растяжение в прогибе достаточным, чтобы обеспечить наблюдаемое погружение. На основной части его площади мощность осадков h_{oc} на континентальной коре составляет 6-12 км, местами достигая 15-20 км. Чтобы обеспечить за счет растяжения погружение коры мощностью ~ 40 км на континентальных платформах на величину h_{oc} , нужно растянуть ее в β раз, где $\beta \approx [1 - (h_{oc})_{км}/26]^{-1}$ [6]. Для погружения на $h_{oc} = 6-12$ км β должно быть достаточно значительным: $\beta \sim 1.3-1.9$, что соответствует относительному растяжению $\varepsilon = \beta - 1 \sim 0.3-0.9 = 30-90\%$. Погружение на $h_{oc} = 15-20$ км требует очень сильного растяжения на $\varepsilon \sim 140-330\%$, что соответствует $\beta \sim 2.4-4.3$.

Растяжение на отдельном сбросе равно $\Delta l = \Delta h \operatorname{ctg} \phi$, где Δh — смещение слоя вдоль сброса по вертикали, а ϕ — средний угол падения сброса между разорванными

слоями. Растяжение Δl можно определить, измеряя на профиле Δh и ϕ с учетом различия вертикального и горизонтального масштаба. Абсолютная величина растяжения на всем профиле ΔL может быть подсчитана как сумма горизонтальных смещений (растяжения) разновозрастных слоев или фундамента на всех сбросах. При современной длине профиля L , относительное растяжение равно отношению растяжения ΔL к начальной длине профиля $L - \Delta L$: $\epsilon = \Delta L / (L - \Delta L)$. Проведенный таким образом подсчет растяжения на многочисленных сейсмических профилях, приведенных в работах [2-5], показал, что в подавляющем большинстве случаев относительное растяжение осадков и фундамента очень невелико и составляет 1-5%, что соответствует $\beta \sim 1.01-1.05$.

Мощность осадков, накопившихся вследствие растяжения в β раз, составляет $h_{oc} \approx 26(1 - 1/\beta)$ км. Растяжение в $\beta \sim 1.01-1.05$ раз обеспечивает накопление осадков мощностью $h_{oc} \approx 260-1240$ м. Отсюда следует, что на основной части прогиба растяжением была обусловлена лишь малая доля общего погружения континентальной коры, достигающего $h_{oc} = 10-20$ км. В таких условиях при соблюдении изостатического равновесия крупное погружение могло произойти только вследствие уплотнения пород в литосфере. В платформенных областях это возможно лишь за счет фазового перехода габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты или эклогиты [6]. Так, например, при начальной плотности габбро 2950 кг/м^3 , плотности образовавшихся из него гранулитов 3400 кг/м^3 и плотности осадков 2600 кг/м^3 , для погружения коры на 6-12 км толщина слоя гранулитов должна быть 9-18 км. Эта оценка показывает, что на основной части Баренцевской впадины, где кора относится к континентальному типу, под разделом Мохо расположен мощный слой уплотненных пород основного состава, который с петрологической точки зрения относится к коре. При высокой плотности, они характеризуются скоростями продольных волн, близкими к скоростям, типичным для мантийных перидотитов [7]. Поэтому, по сейсмическим данным, такие породы, расположенные под разделом М, относят к мантии.

Часто предполагается, что в Восточно-Баренцевской впадине осадки мощностью до 16-20 км подстилаются океанической корой [4 и др.]. Средняя толщина консолидированной коры здесь равна 14 км [3]. Для заполнения древней океанической впадины на океанической коре такой толщины требуется 11-13 км осадков. В Восточно-Баренцевской впадине мощность осадков гораздо выше: до 16-20 км. Чтобы погрузить консолидированную кору до этой глубины, под разделом М здесь должен залежать мощный слой пород, более плотных, чем мантийные перидотиты. В большом объеме такую плотность могут иметь только тяжелые гранатовые гранулиты и эклогиты. Действительно, в Восточно-Баренцевской впадине раздел М находится на глубинах $\sim 30-35$ км, а под ним расположен слой пород толщиной ≥ 20 км со скоростями продольных волн $7.5-7.9 \text{ км/с}$ [4]. В больших объемах пород с низкими или умеренными температурами такие скорости характерны только для метаморфизованных основных пород с плотностью, близкой к плотности мантии, или же превышающей ее [7]. Повышенная плотность в мощном слое пород ниже раздела М следует также из анализа гравиметрических данных [8]. При толщине слоя тяжелых основных пород под разделом М в ≥ 20 км суммарная толщина консолидированной коры здесь составляет ≥ 34 км, что указывает на ее континентальный характер. Крупное погружение коры во впадине было обусловлено глубоким метаморфизмом и уплотнением пород основного состава, в настоящее время залегающих под разделом М.

На континентальный характер коры под Восточно-Баренцевской впадиной указывает также история развития погружения. Океаническая кора, образовавшаяся на оси спрединга, погружается вследствие охлаждения коры и подстилающей мантии. Скорость погружения быстро убывает со временем, и через 80 млн. лет погружение

практически заканчивается. Судя по наличию во впадине осадков начала девона, а, скорее всего, и раннего палеозоя, океаническая кора здесь могла образоваться только до девона, т.е. ≥ 420 млн. лет назад. Ее погружение закончилось бы не позже среднего карбона ~ 340 млн. лет назад. К этому времени во впадине отложились только 2-6 км осадков. Судя по накоплению в карбоне мелководных карбонатов [2], начальная депрессия была уже заполнена. Указанная мощность осадков значительно меньше той мощности (11-13 км), которая была бы необходима для заполнения впадины на океанической коре. Более того, основное погружение во впадине произошло позже – в перми, триасе и мелу, когда погружение коры океанической литосферы уже закончилось бы. За эту эпоху накопилось до 14-16 км осадков. Такое крупное погружение могло произойти только вследствие уплотнения за счет фазовых переходов в мощном слое пород основного состава под разделом М.

Природа повышенных скоростей в «безграничных окнах» в прогибе требует отдельного рассмотрения. Отметим, однако, что в таком «окне» в Северо-Баренцевской впадине в верхней части «базальтового слоя» скорости продольных волн составляют 6.1-6.4 км/с (рис. 6 в [5]). Они характерны не для базальтов со скоростями ≥ 6.8 км/с, а для гранитов или диоритов. В той же работе на рис. 5, 6 такие же скорости показаны во многих местах в гранитном слое, подстилающем осадочный чехол.

Баренцево море это крупный нефтегазоносный бассейн. Характерная особенность таких бассейнов — быстрые погружения коры [6]. За ~ 1 млн. лет на месте мелководного шельфа они формировали впадины с глубиной воды от нескольких сотен метров до нескольких километров. Быстрые погружения сопровождались резкой сменой мелководных отложений глубоководными осадками, часто отлагавшимися в застойных условиях. Глубоководные впадины в дальнейшем заполнялись терригенными клиноформами. В Баренцевом море быстрые погружения происходили, по крайней мере, дважды. В перми мелководные карбонаты были перекрыты терригенными клиноформами высотой ~ 1 км [3]. Это указывает на быстрое образование впадины с примерно такой же глубиной воды. Второе быстрое погружение произошло в поздней юре одновременно с погружением в Карском море и в Западной Сибири, где началось отложение баженовской свиты. Судя по высоте клиноформ, в это время в Баренцевом море на мелководном шельфе сформировалась впадина с глубиной воды ~ 0.5 км [1, 3]. Как и в Западной Сибири, вначале в ней в застойных условиях отлагались битуминозные осадки депрессионного типа. Они были перекрыты клиноформами, наступающими со стороны прилегавшего шельфа.

В областях быстрых погружений коры происходит резкое размягчение литосферного слоя. Оно сопровождается образованием разломов и крутых флексур фундамента, а также разрушением нижней части мантийной литосферы, что приводит к повышению теплового потока [9]. Тепловые потоки в Баренцевом море значительно повышены, и в нем присутствуют многочисленные деформации литосферы небольшого горизонтального масштаба [2-4]. Эти особенности способствовали образованию в прогибе крупных скоплений углеводородов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-64166).

Литература

1. Баренцевская шельфовая плита / Ред. И.С. Грамберг. Л.: Наука, 1988. 264 с.
2. Тектоническая карта Баренцева моря и севера Европейской части России. Масштаб 1:2500000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Ханн. М.: Институт литосферы РАН, 1996.
3. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа. Апатиты: 1998. 308 с.

4. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы / Ред. Ф.П. Митрофанов, Н.В. Шаров. Апатиты: 1998. Часть 1. 238 с. Часть 2. 206 с.

5. Вербя М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А. и др. // Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях. Разведка и охрана недр. № 10. 2001. С. 3-7.

6. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

7. Sobolev S.V., Babeiko A.Yu. Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // Surveys in Geophysics. 1994. Vol. 15, p. 515-544.

8. Кабан М.К. Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии. 1. Мантийные и изостатические аномалии силы тяжести // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, № 2, с. 143-163.

9. Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, № 2. 2003, с. 39-56.

БЫСТРЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ПЛАТФОРМАХ ПО ДАННЫМ ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ ГЛУБИНЫ МОРЯ

Е. В. Артюшков, П. А. Чехович***

*Москва, Институт физики Земли РАН, pchekh@ilran.ru

**Москва, Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, pchekh@ilran.ru

Континентальные платформы обычно считаются областями с относительно спокойным тектоническим режимом. В разрезах мелководных эпиконтинентальных осадочных бассейнов часто наблюдаются, однако, изменения характера осадков, свидетельствующие о значительных флуктуациях палеоглубин [1, 2 и др.]. О таких изменениях свидетельствуют и данные сейсмической стратиграфии [3]. Они показывают, что береговые линии древних морей часто мигрировали в сторону суши и в обратном направлении на расстояния до ~ 100 км. Закономерности и физические механизмы изменений глубины моря — одни из главных проблем в геодинамике и в геологии нефти и газа. В связи с важными приложениями для поиска нефти и газа, а также геологической корреляции, особое внимание привлекают циклы третьего порядка с амплитудами ~ 20-100 м и с продолжительностью 1-3 млн. лет. Их основной причиной считаются крупные гляцио-эвстатические флуктуации уровня Мирового океана [3, 4 и др.], но в ряде случаев было обнаружено влияние тектонического фактора. Циклы третьего порядка выделяются почти на всем протяжении фанерозоя, в том числе и в эпохи, когда крупных оледенений не было. Поэтому эвстатическая природа и глобальный характер циклов третьего порядка в изменениях глубины моря иногда оспаривается [2]. Тем не менее, ни для одного цикла долго не удавалось доказать, был ли он связан с эвстатическими флуктуациями, или же с тектоническими движениями регионального масштаба.

На основе данных о быстрых изменениях глубины моря во многих платформенных областях рядом авторов многочисленны эвстатические флуктуации третьего порядка с амплитудами до 50-100 м предлагались для основной части кембрия и начала ордовика, а также для силура. В первую из этих эпох очень медленное осадконакопление на глубинах ≤ 10 м происходило в Восточной Прибалтике [5]. В силуре оно было характерно для ряда районов Восточной Сибири [6]. Как показал анализ истории развития осадконакопления в этих областях, в указанные эпохи флуктуации уровня океана не превышали 10-20 м [5, 7]. В таких условиях быстрые изменения глубины моря на континентальных платформах были обусловлены поднятиями и погружениями коры. Так, например, в Восточной Литве в среднем кембрии за ~ 1-2 млн. лет произошло поднятие коры на ~ 70 м. Примерно за такое же время в конце кембрия в результате поднятия коры осушилась Южная Швеция, которая

до этого была залита морем с глубиной ~ 100 м. В силуре в Южном Китае, в Юго-Восточной Австралии, в Айове в Северной Америке и в нескольких областях в Европе за времена ~ 1 млн. лет за счет вертикальных движений коры неоднократно происходили изменения глубины моря с амплитудами до 50-100 м.

В башкирском веке в среднем карбоне на Восточно-Европейской платформе имела место регрессия морского бассейна, которая сопровождалась врезанием рек на ~ 100 м. Это явление обычно связывают со спадом уровня океана, обусловленным крупным оледенением на Гондванском материке [8]. Предполагается, что с визейского времени в раннем карбоне и по раннюю пермь на этом континенте существовал крупный ледяной щит. Его осцилляции, однако, в значительной мере контролировались циклами Миланковича, и поэтому обусловленные ими флуктуации уровня океана были значительно более кратковременными, чем циклы третьего порядка продолжительностью 1-3 млн. лет. Как показал анализ разрезов на западном склоне Северного Тимана [9], в башкирском веке, общая продолжительность которого составляет 12 млн. лет, осадконакопление происходило на глубинах $\leq 10-15$ м. В разрезе присутствуют все подразделения башкирского яруса продолжительностью ~ 2 млн. лет и мощностью всего лишь в 5-10 м. На западном склоне Южного Урала в стратотипических разрезах башкирского яруса, представленных сходными мелководными фациями, также присутствуют все наиболее дробные его подразделения [10]. Эти данные показывают, что длительного высокоамплитудного спада уровня Мирового океана в башкирском веке не было, а регрессия на Восточно-Европейской платформе была обусловлена поднятием коры с амплитудой ≥ 100 м. Последующая трансгрессия в конце башкира была здесь обусловлена быстрым погружением коры на величину того же порядка.

Аналогичным образом, на основе анализа мелководных разрезов западного склона Северного Тимана удалось установить, что и в последующей части карбона и в ранней перми крупных эвстатических флуктуаций третьего порядка не было. Соответственно, изменения глубины моря с продолжительностью ≥ 1 млн. лет, происходившие в эту эпоху, были обусловлены быстрыми поднятиями и погружениями коры регионального масштаба. Таким образом, континентальные платформы оказываются значительно менее стабильными, чем это обычно предполагается.

Точность датировок тектонических событий по стратиграфическим данным для палеозоя составляет в среднем несколько миллионов лет. В этих условиях скорость погружения коры в платформенных осадочных бассейнах, определяемая по мощности накопившихся мелководных осадков, обычно выглядит плавно изменяющейся во времени. На основе огромного объема данных силур Восточной Сибири расчленен на хронозоны — хроностратиграфические подразделения, надежно коррелирующиеся по всей области [6]. Сопоставление мощностей осадков, накопившихся за одно и то же время в мелководных областях Восточной Сибири с разными скоростями погружения, показало, что временной объем хронозон в силуре выдерживался примерно постоянным и равным 0.5 млн. лет. Это позволило резко повысить точность разрешения во времени тектонических событий. Удалось установить, в частности, что скорость погружения коры в этой платформенной области на некоторых временных рубежах изменялась в несколько раз за время, не превышавшее 0.5 млн. лет. Такие изменения здесь проявлялись в обширных областях размером ~ 500-1000 км.

Анализ пространственно-временного распределения погружения показывает, что вариации его скорости не были связаны с изгибанием литосферного слоя при изменении действующих вдоль него сил, а также с изменениями параметров субдукции, которая в силуре происходила к югу от Восточной Сибири. Наиболее вероятной причиной таких вариаций является изменение скорости фазового перехода с

уплотнением пород основного состава в нижней части коры. Резкие ускорения погружения могли быть обусловлены подходом к подошве литосферы небольших мантийных плюмов, из которых в кору поступал малый объем поверхностно-активного флюида катализировавшего реакцию. Резкие изменения скорости погружения могли быть связаны также с изменениями скорости поступления в кору флюида при изменениях напряженного состояния литосферы. Инфильтрация флюида из астеносферы в нижнюю кору облегчалась при растяжении и оказывалась затрудненной при сжатии.

Во время быстрых поднятий коры происходит осушение и размыв верхней части шельфа. В руслах рек, текущих по осушившемуся шельфу, отлагаются пески, представляющие собой хорошие коллекторы для нефти и газа. Пески, образующиеся при размыве шельфа, отлагаются также на прибрежном мелководье. Вниз по склону бассейна перемещаются турбидиты, которые накапливаются у его подножья. С линзами всех этих отложений, представляющими собой стратиграфические ловушки, связаны крупные запасы углеводородов, как это имеет место, например, в ачимовской толще в Западной Сибири. Для надежного поиска надо знать, где в каждую эпоху располагалась береговая линия бассейна, вблизи которой формировались ловушки указанного типа. Современная методика их поиска основана на предположении, что быстрые регрессии и трансгрессии в прибрежных областях обусловлены глобальными изменениями уровня океана [11]. Тогда, зная величину уклона борта бассейна и амплитуду изменения уровня океана, можно определить, где в каждый момент времени находилась береговая линия. Если же быстрые изменения глубины моря имеют тектоническую природу, то ситуация коренным образом изменяется. Чтобы установить расположение древних береговых линий, в каждой области надо изучать пространственно-временное распределение поднятий и погружений земной коры. В таком случае важную роль приобретает изучение общих закономерностей быстрых вертикальных движений коры на платформах и их физических механизмов.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-64166)

Литература

1. Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н. Ритмо- и биостратиграфия карбона Московской синеклизы // Изв. Вузов. Геол. и разв. 2001. № 5, с. 42–58.
2. Miall A.D. The geology of stratigraphic sequences. Berlin: Springer, 1997, 433 p.
3. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science, 1987. Vol. 235, p. 1156–1167.
4. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins / Ed. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jaquin, P.R. Vail. SEPM Special Publication Series, 1998. Vol. 60. 786 p.
5. Artyushkov E.V., Lindström M., Popov L.E. Relative sea-level changes in Baltoscandia in the Cambrian and early Ordovician: the predominance of tectonic factor and the absence of large-scale eustatic fluctuations. // Tectonophysics, 2000. Vol. 320, p. 375–407.
6. Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, “ГЕО”, 2000, 403 с.
7. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Силурийское осадконакопление в Восточной Сибири и отсутствие значительных изменений уровня океана // Геология и геофизика, 2002, № 10, с. 893–915.
8. Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics, 1996. Vol. 268, p. 149–168.
9. Опорные разрезы карбона и перми Северного Тимана. СПб.: Наука, 1997, 288 с.
10. Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н. Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2000, 139 с.
11. Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy — Concepts and Applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 2000. Vol. 7, 216 p.

К РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Г.И.Архипов

Хабаровск, Институт горного дела ДВО РАН, arhipov@igd.khv.ru

По проблеме вещественных закономерностей образования железорудных месторождений и их современному размещению в раннедокембрийских комплексах рассматриваемой территории имеется большее число гипотез, заключений, высказываний. Многие исследователи принимают своеобразие эволюции земной коры в раннем докембрии. Но у большинства отмечается главное — геологические процессы раннего архея в большей или меньшей степени были сходны с процессами более позднего времени. При всем разнообразии стратиграфических схем расчленения и корреляции для раннего докембрия щита выделяются устойчиво повторяющиеся ассоциации метаморфических пород (в разном виде и числе) и трансформируются в их первичный вид (формации), используя реконструкции метаморфизованных пород в исходные. Степень обоснованности, детальности таких построений различна. Однако приведение полученных данных к генерализованным по составу группам отложений: вулканогенным (с разделением на основные и ультраосновные, средние и кислые типы), терригенным, карбонатным, кремнистым, как это сделано автором, достаточно для определения их соотношения в исходных формациях (и, следовательно, в ассоциациях метаморфических пород), а это позволяет составить представление о типе обстановки породообразования и вместе с тем железонакопления в раннем докембрии, использовать эти данные для тектонического анализа на основе теории литосферных плит для наиболее трудных для изучения в этом плане раннедокембрийских образований Алдано-Станового щита.

Для двух временных срезов раннего докембрия выделены формации и составлены палеоформационные и палеогеографические схемы архея данной территории (рис. 1, 2). Площадь распространения архейских образований предстает как сложная область формирования зеленокаменных поясов без ярко выраженной линейной ориентировки структурных элементов в целом, с приуроченностью зон преимущественно основного вулканизма к линейным зонам, вероятно, рифтогенного типа, совпадающим с генеральным направлением крупных разломов.

В полях распространения этих образований встречаются железорудные проявления, генетическую природу которых можно с известной долей условности трактовать как: 1) первично вулканогенно-осадочные, 2) первично осадочные, 3) вновь образованные в связи с процессами диафореза в стратифицированных первоначально вулканогенно-осадочных, с преобладанием основных вулканитов, толщах, 4) вновь образованные в связи с процессами гранитизации по базит-гипербазитовым интрузивным породам, а также по межслоевым малым телам такого же типа в стратифицированных толщах.

В целом все проявления перечисленных типов невелики, среди них более крупные рудные тела образуют руды третьего типа, которые возникли позже времени образования самой формации, но обязаны ее первичной (рассеянной) железонасущности позже сконцентрированной — метаморфогенная стратиформная формация, и четвертого типа, который связан с названными двумя формациями в большей степени пространственно, — метаморфогенная формация в основных и ультраосновных интрузиях. Проявления метаморфогенной магнетитовой формации в основных и ультраосновных интрузиях приурочены к полям распространения гранитизированного

комплекса габбро-амфиболитов, амфиболитов, габбро-диабазов, пироксенитов с ксенолитами гнейсов, кальцифиров, сланцев (Бомнакский железорудный район). Размещение и масштаб железоруднения связаны с глубиной эрозионного среза. Наибольшее руднение наблюдается на участках среднего и малого среза площадей распространения интрузий.



Рис. 1. Палеогеографическая схема распределения зон породо- и железообразования в архее на Алдано-Становом щите

Зоны: 1 – преимущественно основного вулканизма, 2 – с последовательно дифференцированными продуктами вулканизма, 3 – преимущественно терригенные, 4 – карбонатных пород преобладающего кальцитового состава, 5 – карбонатных пород преобладающего доломитового состава, 6 – кремнеотложений предположительно вулканогенного происхождения, 7 – вулканогенно-осадочного железнакопления, 8 – осадочного железнакопления, 9 – метасоматического и метаморфогенного железоруднения. 10 – раннеархейские гранитоиды.

Разломы, установленные по геолого-геофизическим данным: 11 – архейские, установленные и предполагаемые (а – первого порядка, б – второго, в – третьего); 12 – протерозойские, с предположением о более раннем развитии (а – первого порядка, б – второго, в – третьего); 13 – разлом или зона возможно разломной природы (по космическим данным).

Раннепротерозойские образования Алдано-Станового щита по первичному составу образуют пять типов формаций. В раннепротерозойской эпохе развития значительное место принадлежит магматическим интрузивным образованиям ультраосновного и основного составов. Часть их содержит месторождения и рудопроявления титаномагнетитовых и комплексных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. Наиболее продуктивной является габбро-анортзитовая формация. Она образует в пределах региона полосу выходов субширотного простираения. На обширном пространстве распространения раннедокембрийских метаморфических комплексов имеются многочисленные более или менее крупные

массивы анортозитов, весьма интенсивно подвергшиеся метаморфической переработке и вследствие этого зачастую трудно узнаваемые.



Рис. 2. Палеогеографическая схема распределения зон пороодо- и железообразования в раннем протерозое на Алдано-Становом щите

Зоны: 1 – проявления основного вулканизма и дифференцированного породообразования, 2 – гидротермально-вулканических проявлений при преобладающем осадочном породообразовании, 3 – терригенные, 4 – вулканогенно-осадочного железнакопления, 5 – осадочного железнакопления, 6 – метаморфогенного железоорудения, 7 – позднеархейские гранитоиды. Разломы, установленные по геолого-геофизическим данным: 8 – архейские, установленные и предполагаемые (а – первого порядка, б – второго, в – третьего), 9 – протерозойские (а – первого порядка, б – второго, в – третьего), с предположением о более раннем развитии.

Среди раннепротерозойских метаморфических образований и интрузивных комплексов имеются следующие железорудные формации: 1) метаморфогенная магнетитовая стратиформная (железистые кварциты); 2) метаморфогенная магнетитовая по гипербазит-базитовым интрузиям; 3) апатит-ильменит-титаномагнетитовая в габбро-анортозитах. Наиболее плотно железорудные проявления отмечены на участках распространения интрузий гранитоидного состава, мигматитов, зон распространения карбонатных пород кальцитового и доломитового составов и пород, обогащенных кальцием. Железорудные районы приурочены к полям гранитизации. Массовое развитие интрузивного процесса, гранитизации, ультраметаморфизма и других эндогенных процессов делает естественным предположение о существовании здесь вновь образованных железорудных тел. Метаморфогенное железоорудение связано с 1) с архейской гранитизацией — процессом повышенной щелочности; 2) с протерозойской гранитизацией — процессом нормальной щелочности; 3) с диафорезом вдоль зон глубинных разломов.

Железородные концентрации (месторождения) раннего докембрия данной территории имеют длительный и многоэтапный характер формирования в ходе становления и последующего преобразования коры, что приводило к повторной мобилизации, перетолжению, регенерации ранее созданных руд и повышенных концентраций и в результате к формированию месторождений. Формирование железистых кварцитов в архейских зеленокаменных поясах связано с длительным процессом метасоматического преобразования железистых осадков, первоначально связанных с фумарольным железонакоплением продуктов вулканизма островных дуг и хемогенным осадконакоплением в пределах пассивных окраин не связанным с активной вулканической деятельностью.

БАССЕЙНОГЕНЕЗ И ГЕОДИНАМИКА КОРОМАНТИЙНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ ОТ КАТАРХЕЯ ДО СОВРЕМЕННОЙ ЭПОХИ

Д.А. Астафьев

Москва, Всероссийский научно-исследовательский геологический
нефтяной институт (ВНИГНИ), vniqni@dol.ru

Установлено, что при формировании осадочных бассейнов (ОБ) Земли, происходит значительное, равное двум объемам осадочного чехла, мантийное замещение земной коры (ЗК) в зоне рифта и надрифтовой депрессии. Этот процесс интерпретирован как деструкция континентальной (ЗК) с частичным возвратом корового вещества (КВ) в мантию (Д.А. Астафьев, 2003). При этом один объем поглощенного КВ оказывается в мантии ниже первичной (до поглощения) поверхности «М», а второй объем занимает пространство под современным приподнятым положением поверхности «М» и ее первоначальным уровнем. Учитывая количество ОБ (более 500) и площадь, которую они занимают (около 80% площади континентов) следует допустить, что возвращенное в мантию КВ неизбежно участвует в процессе общепланетарного даунвеллинга. В результате такого процесса под каждым ОБ определенные объемы нижней мантии, примерно равные объему осадочного чехла конкретного ОБ, поглощаются слоем D или жидким ядром, перераспределяются в нем, а под срединно-океаническими рифтами в результате принудительного апвеллинга, вызванного восходящим тепломассопереносом в связи с отводом тепловой энергии Земли, выжимаются к ее поверхности, обновляя в процессе спринга на всю толщину (2900 км) коромантийный слой океанов (рис.). Одновременно на активных окраинах континентов, в задуговых окраинных морях, в регионах закрытия палеоокеанов, например, Тетиса, а также в зонах аккреции островных дуг и террейнов – Индонезийской, Океанийской, Карибской, Скотия – формируются нисходящие потоки мантийного и поглощенного КВ. При этом в задуговых окраинных морях за счет даунвеллинга, сопровождающегося рифтогенезом и магматизмом, обновляется не только океаническая, но и субконтинентальная и даже континентальная ЗК. Это происходит в результате восходящего магматизма в мантии в процессе погружения коромантийных секторов в зону плавления на уровне слоя D или жидкого ядра. Такие зоны на поверхности Земли прослеживаются глубокими (10-22 до 28 км в Южно-Каспийском ОБ, П.З. Мамедов, 2003) впадинами фундамента и развитием лавинной седиментации, то есть ныне формирующимися ОБ. Очаги плавления в слое D возникают в связи со снижением давления на поверхности жидкого ядра в процессе планетарного апвеллинга. Информация о глубинном строении ОБ, ЗК и мантии позволяет предположить, что в коромантийной оболочке Земли существует медленно

изменяющаяся в очертаниях магмо- и флюидодинамическая система “срединно-океанические рифты – жидкое ядро Земли – окраинно- и внутриконтинентальные ОБ”. При этом движение континентальных и океанических литосферных плит осуществляется вместе с мантийным веществом по слою D или верхним слоям жидкого ядра к зонам даунвеллинга. По существу это не литосферные, а коромантийные плиты или сектора. Возрастной зональности океанической коры соответствует аналогичная возрастная зональность мантии (по времени выжимания в срединно-океанических рифтах). Под континентами возраст мантии соответствует возрасту последней фазы аккреции или близок к нему. Таким образом, наблюдаемый дрейф континентов – это дрейф континентальных коромантийных секторов по слою D или внешним слоям жидкого ядра под воздействием постоянно обновляющихся в результате апвеллинга, спрединга и почти полного даунвеллинга на активных окраинах океанических коромантийных секторов. Процесс обновления последних и направления их движения регулируются планетарной магмофлюидодинамической системой. В таком толковании тектоника литосферных плит преобразуется в тектонику коромантийных плит или секторов. Глобальная магмофлюидодинамическая система сформировалась синхронно с образованием твердой протокрыши океанического типа на рубеже около 4,3 млрд лет т.н. после остывания магматического океана. С этого же момента началось преобразование первичной океанической коры в континентальную путем латерального и вертикального аккрецирования в межспрединговых зонах. Процесс аккрецирования сопровождался интрузивным магматизмом, подводным и островодужным вулканизмом, появлением задуговых и междуговых первичных ОБ по вышеописанному механизму. Такие ОБ названы первичными гипсометрическими диполями, аккреция которых привела к появлению протоконтинентальной коры с еще большим количеством ОБ. Протоконтиненты были окружены активными окраинами. Дальнейшая аккреция протоконтинентов между собой, а также с островными дугами, задуговыми ОБ привела в архее к формированию зрелой континентальной коры и первой Пангеи. Подобный процесс континентогенеза можно наблюдать в настоящее время в Индонезийской, Океанической, Карибской и других зонах аккреции. По аналогии с современной океанической рифтовой системой Земли, состоящей из двух спрединговых поясов – Тихоокеанско-Индийского и Атлантико-Арктического, с концевыми зонами проградации (Красноморской, Лаптевоморской, Калифорнийской), вдающихся в континентальные сектора, напрашивается вывод о принципиальном различии океанических и континентальных рифтов. Первые связаны с апвеллингом и обеспечивают отвод тепловой энергии Земли, одновременно обновляя за 140-160 млн лет коромантийные сектора океанического типа, а вторые связаны с поэтапными даунвеллинговыми процессами, обеспечивающими частичный возврат КВ в мантию, переработку путем магматизма и рифтогенеза задуговых сегментов океанической коры в континентальную при поэтапной аккреции. Фактически коромантийная оболочка для ядра Земли выполняет роль охлаждающей системы. К началу протерозоя внутри- и окраинно-континентальный рифтогенез первой Пангеи ускорил процесс континентогенеза, а океанические рифтовые системы привели к распаду первого суперконтинента, появлению новых ОБ, в числе которых, кроме ОБ активных окраин, формировались бассейны пассивноокраинного типа и внутриконтинентальные. В периоды до формирования первой Пангеи, между распадом первой и формированием второй, распадом второй и формированием третьей, а также после распада третьей Пангеи ОБ можно разделить на четыре поколения: позднекатархейско-архейские, ранне-среднепротерозойские, позднепротерозойско-палеозойские и мезозойско-кайнозойские. В настоящее время существуют ОБ третьего и четвертого поколений.

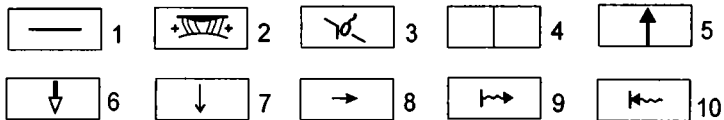
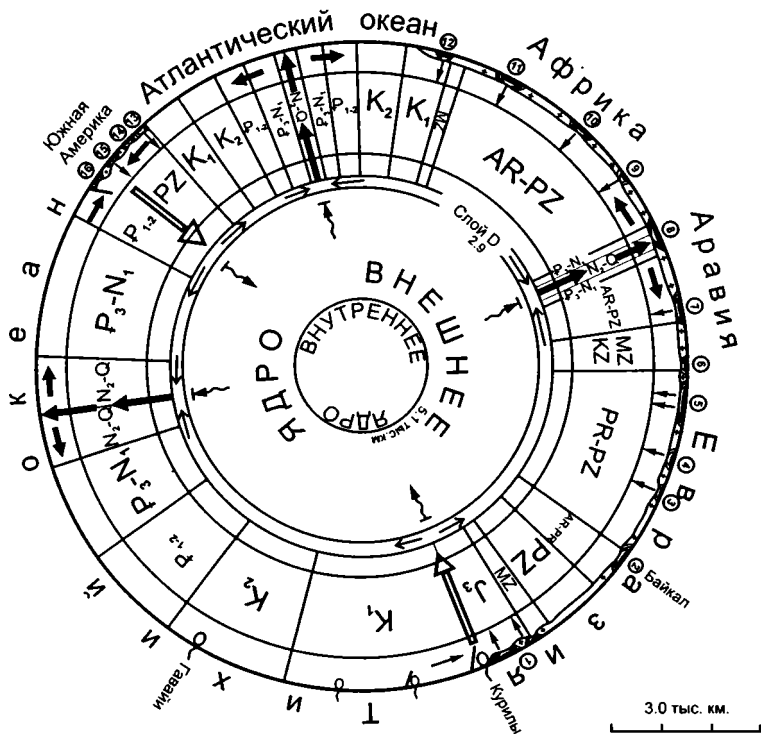


Рис. . Геодинамический разрез Земли:

1 - земная кора океанического типа, 2 - земная кора континентального типа с осадочными бассейнами, 3 - островные вулканические дуги над зонами субдукции океанической коры, 4 - субвертикальные возрастные границы в коре и мантии; 5-8 - направления движения мантийного вещества: 5 - в зонах активного апвеллинга и спрединга, 6 - в зонах активного даунвеллинга, 7 - в слое D, 8 - под осадочными бассейнами на континентах; 9 - зоны активного поступления вещества во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации, 10 - зоны активной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра.

Осадочные бассейны нефтегазоносные (НГБ) и возможно нефтегазоносные (ВНГБ):
 1 - Охотоморский НГБ, 2 - Лено-Тунгусский НГБ, 3 - Зайсанский НГБ, 4 - Чу-Сарысуйский НГБ, 5 - Амударьинский НГБ, 6 - Тирлульский ВНГБ, 7 - Персидского залива НГБ, 8 - Красноморский НГБ, 9 - Верхненильский НГБ, 10 - Танганькинский ВНГБ, 11 - Окаванго ВНГБ, 12 - Намибийский НГБ, 13 - Пелотас ВНГБ, 14 - Рио-Саладо ВНГБ, 15 - Мендоса НГБ, 16 - Лебу-Арауко НГБ.

Учитывая тектоническую расслоенность литосферы (А.А. Белов и др. 1990), а также факт постоянно действующей вертикальной и латеральной аккреции ЗК (Леонов М.Г. и др. 2002), можно полагать, что эти процессы происходят не только в коре или литосфере, но и в мантии, по крайней мере, до слоя D. Компенсация этих процессов происходит за счет частичного возврата КВ в мантию, а мантийного вещества в слой D или в верхние слои жидкого ядра, перераспределения его и вовлечения в апвеллинговый процесс, поддерживаемый отводом тепловой энергии Земли. Вероятно, эволюции коромантийной оболочки свойственны не только тектоническая расслоенность, вертикальная и латеральная аккреция, но и с какого-то момента (после пика эндогенного тепловыделения в архее) увеличение ее толщины, то есть поверхность жидкого ядра медленно опускается при продолжающейся тектонике роста твердого (Maquyama Sh., 1994) ядра. Это связано с общим охлаждением Земли.

ВАРИАЦИИ СТРОЕНИЯ МАНТИЙНОГО КИЛЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ И ГЕОХИМИИ

*Ащепков И.В.**, *Владыкин Н.В.***, *Ротман А.Я.****, *Похиленко Н.П.*****,
*Логвинова А.М.*****, *Малыгина Е.В.*****, *Овчинников Ю.И.*****, *Сапрыкин А.И.*****,
*Палесский С.В.*****, *Николаева И.В.*****, *Аношин Г.Н.******

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, garnet@uiggm.nsc.ru

**Иркутск, Институт геохимии СО РАН, vlad@igc.irk.ru

***Мирный, АК, АЛРОСА, rotman@cnigri.alrosa-mir.ru

****Новосибирск, Институт минералогии и петрографии chef@uiggm.nsc.ru

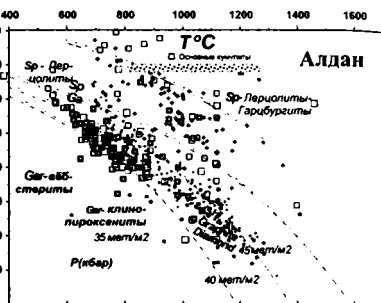
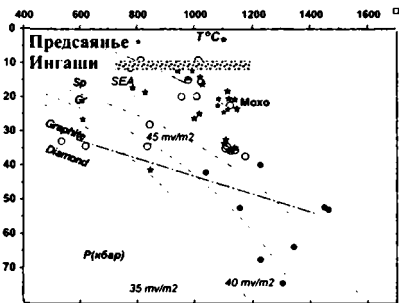
*****Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии
inikol@uiggm.nsc.ru

Тектоническое районирование на основе террейнового анализа и состава нижней коры показало, что Северо-Азиатский или Сибирский кратон сложен ансамблем блоков или ядер [1-3]. Мономинеральная термобарометрия по пироксенам, гранатам и глубинным ксенолитам на основе большой статистики для отдельных районов Сибирской платформы обнаружила закономерности строения, обусловленные геодинамическими факторами.

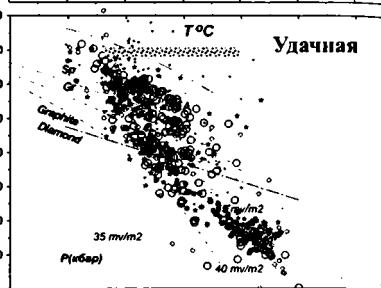
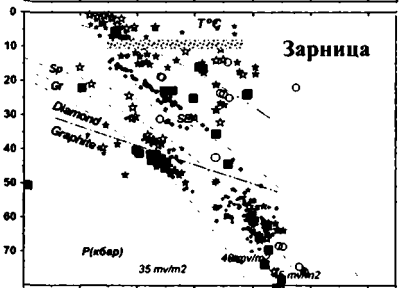
Кимберлитовые трубки северо-восточной окраины платформы (Прианабарье) в мантийном разрезе имеют резко истощенный состав. В нижней части расположены гигантозернистые часто безгранатные дуниты, которые регенерируются в основании предположительно карбонатитовыми расплавами, и железистые дуниты с линзами глиммеритов. Пироксенитовая (гибридная за счет подплавления эклогитов) линза в средней части отвечает давлениям ~ 40 кбар - 35 кбар. Гарцбургиты характерны для верхней части разреза. Пироксеновые геотермы расщепляются на две ветви - холодную для парагенезисов с субдукционными признаками и разогретую (40-45 мв/м²), отвечающую процессам регенерации и взаимодействия с плюмовыми и карбонатитовыми расплавами. Наиболее удаленные районы (Присаянье, Северное Прианабарье, Алдан-Чомполинское поле), в которых развиты лампрониты, также имеют в верхней и нижней частях мантии железистые истощенные перидотиты с линзами глиммеритов, а в верхней пироксениты и кумулаты (рис.1).

Для Далдынского поля характерны резко слоистые разрезы (8-9 четко выраженных горизонтов), которые представлены триадами: дунит - лерцолит- эклогит с анатектическими и гибридными пироксенитами, трансформирующими границы раздела. Характерны сложные геотермы. Степень истощения постепенно растет к нижней части

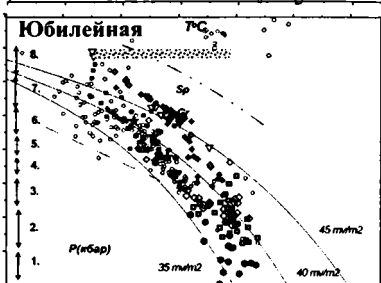
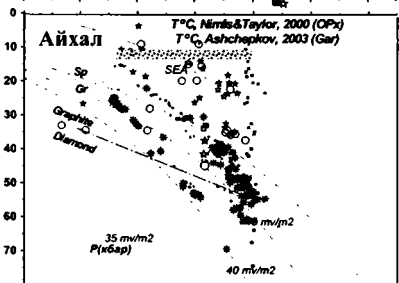
ЮВ и ЮЗ кратона,
лампроиты (кимберлиты)



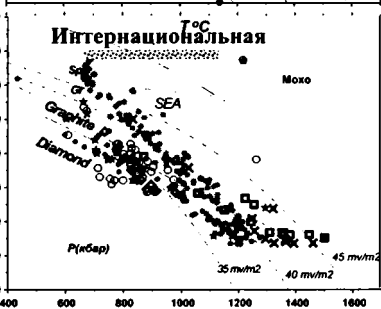
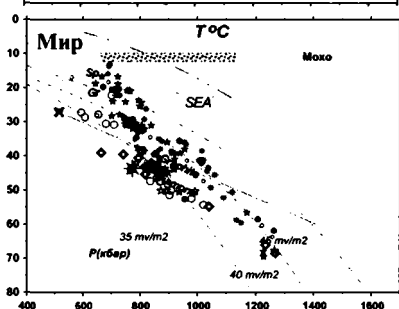
Дальнее поле,
кимберлиты



Алакит-Мархинское поле,
кимберлиты



Мирнинское поле,
кимберлиты



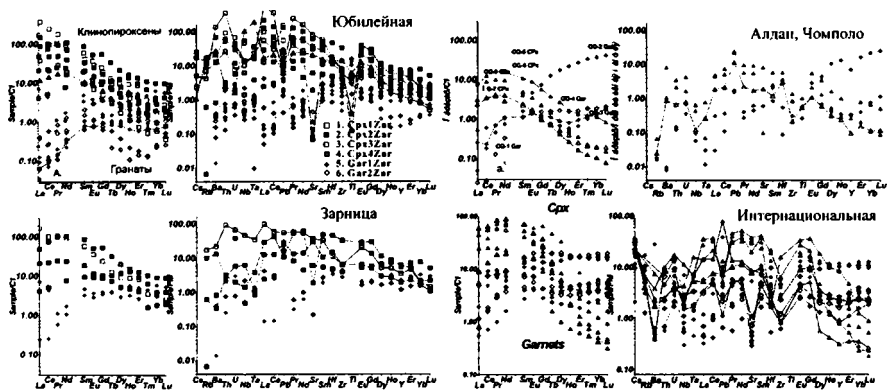
разрезов. Пироксенитовые линзы обычно более разогреты (отвечают тепловому потоку от 45 до 80 мв/м²), причем степень разогрева в верхних частях разреза выше. В нижней части холодные (35-37 мв/м²) дуниты сменяются тектонизированными перидотитами (иногда за счет дунитов). В интервале 50-60 кбар проявлены наклонные отрезки геотерм, которые характерны для мантии Южной Африки и других осколков Гондваны.

Для Алакитского поля также характерны слоистые разрезы, но не столь контрастные, как в Далдынском, за счет масштабного метасоматоза с границей раздела на уровне 40 кбар. Это приводит к некоторому разогреву – в среднем геотермы отвечают – 40 мв/м² и имеют еще более “горячую” конвективную ветвь в нижней части. Она для отдельных трубок приподнята до 50 кбар (Айхал). Помимо того, присутствуют траектории просачивания плюмовых протокимберлитовых расплавов, с обогащенным Ti перидотитов и пироксенитов.

Кимберлиты Накынского поля (Pokhilenko et al., 2003) в мантийных разрезах имеют много метасоматитов, представленных глиммеритами, Fe-эклогитов, и резко истощенных перидотитов, особенно в нижней части разрезов.

Для Мирнинского поля характерно присутствие лерцолитов, слюдястых пироксенитов и эклогитов континентального типа. Мощные эклогитовые линзы, частично переплавленные за счет обилия водосодержащих парагенезисов, привели к широкому развитию разнообразных пироксенитов в средней части. Гранатовые геотермы часто отвечают более высокотемпературным условиям, чем пироксеновые, вероятно, за счет того, что гранат дольше сохраняет TP условия при остывании.

Спектры TRE минералов (пироксенов и гранатов) Принабарья имеют явно выраженные субдукционные и гибридные характеристики с глубокими HFSE минимумами вплоть до Eu аномалий. Далдынские мантийные минералы имеют Pb, U, иногда Sr максимумы, характерные для задуговой мантии. Минералы из концентрата алакитских трубок обнаруживают высокий уровень концентраций Th, Nb, Ta, иногда LILE, характерные для мантии континентального типа, вероятно обогащенной за счет А-субдукции. Примесь терригенного материала предполагается в разрезах мантии под Накынским полем. Кимберлитам Малоботубинского алмазоносного района свойственны смешанные характеристики с преобладанием литофильных элементов и менее выраженные субдукционные признаки (рис.2).



В целом зональность с ССВ на ЮЮЗ, реконструируемая по глубинным парагенезисам минералов из концентрата и ксенолитов кимберлитов, отвечает последовательности: мантия субдукционных желобов – мантийный клин задугового бассейна – континентальная окраина и далее типичная континентальная мантия, иногда корово- мантийной смеси. Характеристики разрезов у многих трубок более сложные и представлены перидотитами разного генезиса, как субдукционного континентального,

так и океанического типа. Отличия параметров строения и геохимии некоторых кимберлитовых трубок предполагают, что в мантийной литосфере (даже в пределах куста трубок) присутствуют выступы, локальные зоны метасоматоза и просачивания.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 99-05-65688, 00-05-65288, 03-05-64146, интеграционного проекта 6.4.1 и договора с АК "АЛРОСА".

ПОЗИЦИЯ АРХЕЙСКИХ ОФИОЛИТОВ В ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

*И.И.Бабарина**, *А.А.Щипанский**, *А.И.Слабунов***, *А.В.Степанова***

* Москва, Геологический институт РАН, ib@geo.tv-sign.ru

** Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН

Восточная часть Балтийского щита и, главным образом, его Беломорская провинция в последние годы рассматривается как поздnearхейский коллизионный ороген (~2.73 – 2.7 млрд. лет) с сохранившейся покровной структурой, которая была значительно переработана в ходе дальнейшей истории, включающей два этапа палеопротерозойского рифтогенеза (2.45 и 2.1 млрд. лет) и свекофенскую активизацию (1.9 – 1.75 млрд. лет). Находка поздnearхейских офиолитов [8] существенно дополнила представления о происхождении и раннем периоде эволюции коры Балтийского щита. В фанерозойских складчатых областях породы офиолитовой ассоциации маркируют либо сутурные зоны на месте закрытия палеоокеанов, либо в составе тектонического меланжа разделяют крупные покровы, образованные породными ассоциациями, формировавшимися в разных геодинамических условиях. Но несмотря на давно установленную покровную структуру Беломорской тектонической провинции, позиция фрагментов офиолитовых разрезов в ней до сих пор не определена, что связано с плохой сохранностью этих комплексов и тектонической нарушенностью самой покровной структуры.

В настоящее время фрагменты архейских офиолитовых разрезов на Балтийском щите известны в структуре Северо-Карельских поясов и в Центрально-Беломорской мафической зоне.

1. Система Северо-Карельских поясов расположена на границе Беломорской и Карельской провинций и представляет собой цепочку тектонически разобщенных зеленокаменных структур меридионального – северо-западного простирания. Они образованы поздnearхейскими супра- и инфракратальными островодужными комплексами. Их архейская структура формировалась в две стадии, куда входят покровные деформации, сопровождавшиеся образованием лежащих асимметричных складок, преобразованиями пород в амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений и внедрением синкинематических гранитоидов; а также деформации покровных комплексов с развитием систем взбросов и сдвиговзбросов и сопряженных с ними открытых наклонных и прямых складок. Направление тектонического транспорта во время покровообразования осуществлялось в современных координатах в 3 – ЮЗ направлении [1].

Главная покровная граница разделяет крупные полого погружающиеся на восток аллохтонные комплексы, нижний из которых представлен, главным образом, метаулканитами кислого – среднего состава, по петрохимическим особенностям сходными с ассоциациями ряда зрелых островных дуг. Верхний комплекс сложен преимущественно метатолитами, аналогичными базитам инициальных внутриокеанических островных дуг фанерозоя [3]. Детально покровная граница

изучена в Тикшозерском поясе, где контакт аллохтонных комплексов маркируется зоной метаморфизованного тектонического меланжа мощностью первые десятки – первые сотни метров. Здесь в вулканогенно-осадочном матриксе содержатся включения углеродистых сланцев, метакарбонатов, линзовидные тела метаморфизованных ферробазальтов, а также крупные линзы (мощностью первые метры – десятки метров) актинолит-тремолитовых сланцев и амфиболитов, петрогеохимически соответствующих породам бонинитовой серии. На контакте с метатолитами верхнего аллохтонного комплекса они слагают крупную пластину, имеющую неоднородное строение за счет сохранения реликтов офиолитовой псевдостратиграфии, включая фрагменты габбрового комплекса, комплекса параллельных даек и лавового комплекса. Эти образования интерпретируются как комплекс супрасубдукционных протоофиолитов с возрастом около 2.8 млрд лет [8].

Тектонические линзы пород бонинитовой серии в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов фрагментарно прослеживаются более чем на 100 км (от Хизоваары [7] на юге до оз. Верхние Кичаны на севере). В сжатых в результате поздней тектонической переработки участках зона меланжа редуцирована и соотношение пород нарушено. Маркируемая породами офиолитовой ассоциации граница по простиранию близка покровным структурам Беломорской провинции и подобно фанерозойским структурам разделяет породные ассоциации различной геодинамической природы – продукты вулканизма зрелой островной дуги и комплексы инициальной дуги.

2. Центральнo-Беломорская мафическая зона представляет собой вытянутую в СЗ направлении более чем на 100 км узкую линейную структуру, падающую на восток и состоящую из нескольких сегментов. В строении зоны участвуют амфиболиты и метаперidotиты, вероятно, принадлежавшие мантийному разрезу абиссального протоофиолитового комплекса 2.88 - 2.86 млрд лет [5]. Ультрабазиты варьируют по составу от метадунитов до метагарцбургитов [2, 6]. Центральнo-Беломорская мафическая зона имеет несогласные соотношения с соседними структурами Беломорской провинции [2], но сама рассматривается как часть Хетоламбинского покрова [4].

Наиболее детально мафит-ультрамафитовые ассоциации изучены в районе оз. Серяк. Здесь по результатам предварительных исследований структуры ультрамафитов и их обрамления выявлено, что стиль и кинематические характеристики архейских деформаций этих комплексов сопоставимы с таковыми в Северо-Карельских зеленокаменных поясах. Прежде всего, установлены элементы покровного парагенеза как сочетание пологой сланцеватости, лежащих пологошарнирных складок, минеральной линейности b-типа. В покровных деформациях участвуют как серпентинизированные ультрамафиты, так и вмещающие их метабазиты. Первичные соотношения этих пород нарушены, что подтверждается присутствием среди амфиболитов тектонической линзы (мощностью первые сотни метров) метаморфизованного меланжа, где в амфиболитизированном матриксе присутствуют многочисленные включения серпентинитов, актинолит-тремолитовых сланцев и амфиболитов. Подошва меланжа маркируется зоной гранатитов. Формирование покровного парагенеза в условиях амфиболитовой фации метаморфизма сопровождалось неравномерной мигматизацией, а направление тектонического транспорта диагностируется как юго-западное. Можно предположить, что ультрамафиты Центральнo-Беломорской мафической зоны приурочены к границе Чупинского и Хетоламбинского покровов.

Литература

1. Бабарина И.И., Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Злобин В.Л., Травин В.В., Слабунов А.И. Архейская аккреционно-коллизонная тектоника южной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Материалы Всероссийской научной конференции "Геология, Геохимия, Геофизика на рубеже XX и XXI веков". Т.1. "Тектоника, стратиграфия, литология": Тез. Докл. М: ООО "Связь-Принт", 2002. с. 17 – 19.
2. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т.7, №2, с.115-140.
3. Бибилова Е.В., Самсонов А.В., Щипанский А.А., Богина М.М., Грачева Т.В., Макаров В.А. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные // Петрология. 2003. т. 3 , с. 289-320.
4. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. №6. С. 80 – 92.
5. Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Володичев О.И., Степанов В.С., Травин В.В., Сибелев О.С., Степанова А.В., Щипцова Н.И. Геодинамические реконструкции позднего архея восточной части Балтийского щита // Материалы Всероссийской научной конференции "Геология, Геохимия, Геофизика на рубеже XX и XXI веков". Т.1. "Тектоника, стратиграфия, литология": Тез. Докл. М: ООО "Связь-Принт", 2002, с. 90 – 93.
6. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989, 176 с.
7. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.В., Бибилова Е.В. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? Доклады РАН, 1999. Т. 365. №6. С. 817–820.
8. Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. Древнейшие офиолиты на Земле: позднеархейский супрасубдукционный комплекс Ирингорской структуры Северокарельского зеленокаменного пояса // Доклады РАН. 2001. Т. 377. №3, С. 376–380.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И СВЯЗЬ ИХ С ЭНДОГЕННЫМ РЕЖИМОМ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

М.В.Бадасарова

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

Изучением современной геодинамики нефтегазовых месторождений в разных тектонических обстановках установлены общие закономерности их локализации. Показано, что зоны нефтегазоаккумуляции контролируются системами глубинных разломов, уходящих корнями в мантию и характеризующихся современной тектонической активностью [1,2]. Комплексное геолого-геофизическое, флюидодинамическое и геохимическое изучение зон нефтегазоаккумуляции свидетельствует о том, что формирование залежей углеводородов продолжается и в настоящее время. Они связаны с очагами разгрузки глубинных флюидных систем, в наиболее проницаемых участках разломных зон. Эти процессы находят отражение как в потенциальных геофизических полях, так и в современной динамике последних. Наиболее четко они контролируются аномалиями теплового поля и геохимическими аномалиями как в нефтегазовых залежах так и в приповерхностном слое, где последние проявляются при геохимических съемках в местах выхода на поверхность проницаемых зон.

Геодинамическими и геохимическими исследованиями в пределах специальных геодинамических полигонов было показано, что флюидные системы осадочной толщи и фундамента нефтегазоносных территорий являются современными и накопленными

гидротермальными системами, связанными с вулканическими и поствулканическими процессами при дегазации глубинных сфер Земли [3].

Специальными комплексными геодинамическими исследованиями были охвачены нефтегазовые регионы в разных геодинамических обстановках - в условиях асейсмичных платформ и сейсмоактивных зонах предгорного прогиба и межгорной впадины. Изучение геохимических особенностей флюидных систем в разных геодинамических обстановках выявили существенное различие в составе и динамике последних в зависимости от глубинного строения этих регионов и специфики вулканических и поствулканических проявлений в их пределах, происходящих в историческое время и на современном этапе.

Установлено, что при проявлениях основного, ультраосновного и щелочного вулканизма в условиях древней платформы флюидные системы в верхней части литосферы локализуются вблизи глубинных разломов, уходящих корнями в мантию и характеризуются высокой минерализацией и преимущественно хлоркальциевым составом вод нефтегазовых месторождений со специфическим комплексом рудных элементов. Проявления современной вертикальной миграции флюидных систем отражено в тепловом и геохимических полях внутри осадочного чехла, соляном диапиризме, а в приповерхностных условиях обнаруживаются аномалии углеводородных газов в местах выхода на поверхность проницаемых зон. Динамика вертикальной миграции флюидов регистрируется изменчивостью во времени гравитационного поля в наиболее проницаемых узлах разломных зон и тесно связана с динамикой верхней части литосферы [1].

В условиях предгорных прогибов и межгорных впадин геосинклинальных областей скопления углеводородов и других флюидогенных полезных ископаемых также локализуются вблизи глубинных разломов мантийного заложения, а флюидные системы представлены преимущественно слабоминерализованными растворами, обычно гидрокарбонатнонатриевого состава и со своим комплексом рудных элементов. Эти области характеризуются повышенными значениями теплового потока и более высокой флюидодинамической активностью (развитием АВПД). Проявление вертикальной миграции флюидных систем наблюдается до поверхности. Вулканические события в этих областях связаны с излияниями и внедрением магм среднего и кислого состава (андезитовый пояс), характеризующихся более высоким выходом летучих соединений, главным из которых является вода. Современная динамика этих районов помимо вулканических событий проявляется в виде повышенной сейсмичности. Последняя отражает выход энергии при массовом образовании воды на глубинах от 3-х км и глубже при температурах выше 200 °С при разгрузках глубинных флюидных систем.

Эти выводы соответствуют геохимическим, петрологическим и экспериментальным данным, полученным при изучении флюидных систем коры и мантии [5,6], как в историческом аспекте, так и при наблюдениях современной гидротермальной активности в океанах и на континентах [7 и др.]

В зависимости от эндогенного режима территории формируются и разные геодинамические типы нефтегазовых месторождений [8] характеризующиеся определенным составом флюидной системы, динамикой разгрузки флюидов, вторичными изменениями вмещающих пород и формированием комплекса других флюидогенных полезных ископаемых.

Геодинамические и флюидодинамические параметры зон нефтегазонакопления, полученные на специальных геодинамических полигонах в разных геотектонических областях, являются первыми методическими разработками, позволяющими понять связь современных глубинных процессов с формированием флюидогенных полезных

ископаемых, в том числе нефти и газа, а геодинамические критерии могут явиться основой новых прямых методов их поисков.

Литература

1. Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. М. Наука, 1989, 200 с.
2. Багдасарова М.В. Связь глубинного строения земной коры и мантии с современными разгрузками гидротермальных систем в недрах нефтегазоносных территорий // IУ Геофизические чтения имени В.В.Федынского, 28 февраля-3 марта 2002 года, тез.докл., с.48-49
3. Багдасарова М.В. Современные гидротермальные системы и их связь с формированием нефти и газа // в кн. "Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М. Наука, 2000, с.100-115
4. Багдасарова М.В. Современная геодинамика нефтегазоносных территорий - отражение процессов глубинной дегазации Земли //Матер. Междунар. конфер. памяти академика П.Н.Кропоткина 20-24 мая 2002 г, М. ГЕОС, 2002, с.289-291.
5. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении //В кн. "Проблемы глобальной геодинамики", М.ГЕОС, 2000 с.204-224.
6. Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного планетарного вещества на формирование углероднасыщенных флюидов в верхней мантии Земли// В кн. "Проблемы глобальной геодинамики", М. ГЕОС, 2000, с.225-238
7. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М. Наука, 1990, 256 с.
8. Багдасарова М.В. Особенности флюидных систем зон нефтегазоаккумуляции и геодинамические типы месторождений // Геол. нефти и газа, № 3, 2001, с.50-56.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕНЕРАЦИИ И РАЗМЕЩЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ РОССИИ

Т.К. Баженова

Санкт – Петербург, ВНИГРИ, ins@vniagri.spb.us

Углеводороды (УВ) – в силу своей необычайно высокой как физической, так и геохимической подвижности – на протяжении всего онтогенеза (и иерархогенеза), – как конструктивной, так и деструктивной их ветвей – наиболее тесно связаны с характером взаимодействия верхних оболочек Земли – литосферы, гидросферы и атмосферы. Определяющим здесь является поведение литосферы, т.е. в конечном итоге вся онтогенеза УВ – от накопления материнского ОВ в осадках до формирования залежей нефти и газа, зон нефтегазоаккумуляции, а также их последующего разрушения обуславливается геотектоническими режимами и разнопорядковой морфоструктурой регионов.

Еще более 50 лет назад один из основоположников современной нефтяной геологии И.О. Брод выдвинул в качестве основного закона нефтегазоаккумуляции положение о длительном и устойчивом погружении земной коры. Это положение и поныне остается в силе, хотя и требует пояснений и дополнений. Длительное и устойчивое погружение создает прежде всего очаги нефтегазообразования (накопление разновозрастных нефтегазоматеринских формаций достаточно большой мощности, возникновение температур, достаточных для созревания ОВ и генерации УВ). В то же время для создания условий миграции и аккумуляции УВ необходимо наличие - по соседству с областью погружения - относительно приподнятой зоны, т.е. для осуществления конструктивной ветви онтогенеза УВ необходимо присутствие контрастной («антиподальной») структурно – тектонической «пары», при этом «правило антиподальности» распространяется на структуры разных порядков – от надпорядковых до относительно локальных. Однако контрастность антиподальной

структурной «пары» должна быть не выше и не ниже определенного предела – как по морфологии, так и по тектоническому режиму – в противном случае либо пройдет разрушение скоплений УВ, либо генерация не осуществляется в достаточных размерах и аккумуляции УВ не произойдет.

В тектонической истории развития чехла Сибирской платформы четко выделяются 3 этапа: авлакогенный (R), гомогенный (V-D₁) и гетерогенный (D₂ -ныне). Развитие очагов генерации УВ связано в основном с авлакогенным и гомогенным этапами. Наиболее продуктивные очаги тяготеют к окраинам платформы. Результатами «работы» очагов авлакогенного этапа в пределах претерпевших инверсию авлакогенной складчатости полностью уничтожены денудацией конца рифея, наследованной складчато-блоковые инверсионные движения (полный цикл онтогенеза нефтяных - до разрушения). Вне инверсированных авлакогенных рифейские очаги продолжали развиваться в течение гомогенного этапа. Гетерогенный этап имеет свои очаги генерации только в пределах зон осадочной аккумуляции (PZ₃ Тунгуской синеклизы, PZ₃ – MZ Вилуйской синеклизы, Приверхоянского и Анабаро-Хатангского прогибов). Степень завершенности развития очагов всецело определяется глубиной погружения нефтегазоматеринских формаций. В пределах Сибирской платформы имеют место потенциально высокопродуктивные очаги незавершенного развития (куонамский горизонт E_{1,2} Анабаро-Оленекской и Алданской антеклиз, что обусловлено инверсией палеопргиба.

В современной структуре Сибирской платформы выделяется три основных категории надпорядковых структурных единиц: 1 – глубокие синеклизы (Тунгуская, Саяно-Енисейская, Вилуйская) с глубиной фундамента 9-12 км; 2 – умеренно приподнятые антеклизы (Непско-Ботуобинская и Байкитская) с глубиной фундамента 1,5 – 4 км и 3 – высокоприподнятые антеклизы (Анабаро-Оленекская и Алданская), где фундамент выведен на поверхность. В расположении названных структур наблюдается определенная дисимметрия, характеризующая «атлантический» и «тихоокеанский» сегменты платформы и обусловленная прежде всего блоковым строением, преимущественно диагональной ориентировкой разломов фундамента, амплитудой и знаком движения блоков. Наблюдаемая структура Сибирской платформы начала складываться к концу раннего палеозоя, оформилась к концу среднего палеозоя – на границе гомогенного и гетерогенного этапов развития, а в позднем палеозое и мезозое была сформирована окончательно. Однако некоторые черты современной мегаструктуры региона были проявлены уже в позднем венде-кембрии, что определило региональное размещение продуктивных горизонтов – резервуаров.

Региональное размещение месторождений нефтяных – и уже открытых и прогнозируемых, преобладание того или иного фазового их состава определяется вышеуказанной структурной типизацией: глубокие синеклизы – преимущественно газ; умеренно приподнятые антеклизы – «нормальная» нефть и газ; высоко-приподнятые антеклизы – асфальтовые битумы и тяжелые нефти. Распределение фазового состава нефтяных обусловлено пространственно-временным сочетанием катагенетической зоны генерации жидких и газообразных УВ и зоны гипергенеза, что в свою очередь определялось степенью контрастности движений, создавших соответствующие структуры. Практически все «нормальные» месторождения Лено-Тунгусского домезозойского мегабассейна полифазны (газ, нефть и/или конденсат плюс твердые битумы), что обусловлено существованием по соседству с зонами аккумуляции (антеклизами) глубокими палеопргибов, где осуществлялась главная фаза газообразования и откуда поступали легкие жидкие УВ, способствовавшие высадке асфальтенов, и газ. В целом чрезмерно контрастные блоковые движения гетерогенного этапа развития Сибирской платформы, сопровождаемые трапповым

магматизмом, обусловили разрушение значительного числа скоплений УВ, что в свою очередь существенно снизило общие перспективы нефтегазоносности региона.

В пределах Восточно-Европейской платформы разновозрастные очаги генерации также тяготеют к краевым частям по соседству с одновозрастными подвижными поясами. В пределах Русской плиты можно выделить те же этапы развития, что и на Сибирской платформе. Инверсия рифейских авлакогенов с последующей существенной денудацией отложений (Средне-Русский авлакоген, авлакогены Мезенской синеклизы) практически исключила сохранность залежей УВ в их пределах. И только не претерпевший инверсии рифейский Московский грабен еще оставляет какие-то надежды на обнаружение скоплений УВ в его пределах. В течение гомогенного этапа Московская и особенно Мезенская синеклизы испытывали относительно незначительные погружения, особенно в палеозое, что определило отсутствие здесь высокопродуктивных очагов генерации. Контрастность движений здесь также почти не проявилась, в результате чего отсутствуют и потенциальные крупные зоны возможной аккумуляции УВ.

Напротив, на востоке платформы умеренно-глубокие погружения гомогенного этапа, возникновение умеренно-контрастных положительных и отрицательных структур первого и второго порядка и в то же время практическое отсутствие «чрезмерной гетерогенности» - магматизма, высокоамплитудных инверсий и т.п. в совокупности обусловили высокую нефтегазопродуктивность Волго-Уральского бассейна.

В Тимано-Печорском бассейне, имеющем рифейский фундамент и занимающем северо-восточную часть Восточно-Европейской платформы, очаги генерации УВ тяготеют к подвижной области Урала и ответвляющимся от нее авлакогенам. В этом бассейне черты авлакогенного и гомогенного этапов совмещены во времени, что создало весьма благоприятные условия для реализации УВ-потенциала очагов генерации и аккумуляции УВ. Авлакогены здесь претерпели лишь частичную инверсию и уже на синеклизном этапе, что определило создание крупных зон нефтегазонакопления. Региональный характер размещения УВ различного фазового состава также обусловлен тектоническими факторами, – как непосредственно - через погружение, характер катагенетической зональности и генерацию, так и опосредованно – через типы ОВ, тяготеющие к разным структурно- фациальным зонам.

Из всего вышесказанного следует вывод, что оптимальными условиями генерации УВ и последующего размещения и консервации их залежей - на древних платформах по крайней мере – является умеренная контрастность тектонических движений и умеренная антиподальность создаваемых ими структур.

СПЕЦИФИКА РАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР ПАЛЕОЗОИД ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

А.Б. Байбатша, В.В. Коробкин

Алматы, Казахстан, Казахстанско-Британский технический университет,
a.baybatsha@kbtu.edu.kz

Основные тектонические элементы палеозоид Восточного Казахстана – террейны разной природы (Жарма-Саурский, Восточно-Калбинский, Рудно-Алтайский, Горно-Алтайский) и разделяющие их трансрегиональные разломы. Эти главные швы в структуре земной коры выражены шовными зонами, в них тектонически совмещены фрагменты структурно-вещественных комплексов, сформировавшиеся в разных

геодинамических обстановках [1 - 4]. В современной тектонической трактовке шовным зонам соответствуют сутуры, по которым соприкасаются различные первично разобитые фрагменты земной коры.

Главные разломы палеозоид Восточного Казахстана (с запада на восток): 1) Калба-Чингизский, 2) Жарминский, 3) Чарский, 4) Иртышский и 5) Северо-Восточный. Два последних часто называются «зонами смятия». Общим для этих разломов является их выдержанная северо-западная ориентировка, наличие линейных зон сложенных интенсивно деформированными породами (тектонитами). В деформационной структуре палеозоид выше указанные глубинные разломы выражены шовными зонами. Под шовной зоной или shear zones (синоним – зона смятия) нами понимается трансрегиональная линейная или дугообразная разломная структура, или зона развития шовной складчатости, представленная интенсивно деформированными породами. Шовная зона относительно узкая (шириной в первые десятки километров), но протяженная (на многие сотни километров) структура, приуроченная к системам сближенных глубинных разломов. В большинстве своем эти зоны являются разломами, разделяющими крупные сегменты земной коры и литосферы, часто являются самостоятельными структурно-формационными зонами, либо их элементами, на что указывают специфические наборы осадочных, магматических и метаморфических формаций со своеобразной шовной (разломной) внутренней структурой, отличительным комплексом полезных ископаемых и историей геологического развития.

Признаки шовных зон:

1) структурные – сближенные, субпараллельные, ветвящиеся и пересекающиеся системы разрывов более высокого порядка; изоклинально-чешуйчатый стиль складчатых толщ; проявление тектонической линзовидности; интенсивно проявленный кливаж и динамометаморфизм; широкое развитие в полосе разлома тектонитов: от катаклазитов до милонитов, динамосланцев и филлонитов;

2) геофизические – скачкообразное изменение глубины залегания опорных отражающих или преломляющих горизонтов и, особенно, границы раздела М; магнитное поле и “гравитационные ступени” проявлены полосами сгущения аномалий, особенно переходом от положительных аномалий к отрицательным;

3) формационные – изменение вещественного состава и типа формации; фациального облика и мощности отложений в определенной части стратиграфического разреза;

4) магматические – к шовным зонам пространственно тяготеют интрузии гранитоидов, вулканических центров, пояса базитов и ультрабазитов.

Возникновение трансрегиональных разломов нами связывается с представлением о тектонических потоках (разломы – их следствие) [5]. Тектонические потоки рассматриваются как результат неустойчивости в тектоносфере, возникают на границах литосферных плит, отображают их взаимодействие в подвижной зоне, отмеченной высокими градиентами скорости и пониженной вязкостью течения исходного субстрата, параллельной кливажу, осевым плоскостям складок и разломам (главная структурная триада). Складчатые системы палеозоид Казахстана можно рассматривать как систему плоскостных тектонических потоков, степень дифференцированности движений по скоростным амплитудам возрастает в разрезе земной коры от нижних горизонтов к верхним. Это обусловлено реологическим разрезом земной коры, состоящего, в общем случае, из нижнего, высоко текучего (катазона) промежуточного, хрупко-вязкого (мезозона) и верхнего, достаточно хрупкого (эпизона) слоев. Разломы и их регулярность в момент зарождения и последующего формирования отражают процессы вязкого плоскостного сдвигового течения (собственно тектонический поток)

в глубоких горизонтах земной коры и накопление критических для разрушения верхней, хрупкой оболочки касательных напряжений. Именно с этих позиций интерпретируются, наклонные (вергентные) тектонические потоки, формирующие детачмент (региональный срыв) в палеозоидах Восточного Казахстана, антитетическое соотношение блоков и разломов с общим полого наклонным залеганием зеркала складчатости.

Главная структурная особенность трансрегиональных разломов Восточного Казахстана – наличие листрических поверхностей перемещения. Листровая поверхность представляет собой криволинейную поверхность разлома или шовной зоны, которая вогнута в направлении вверх. Кривизна является характерной чертой всех листрических поверхностей. Геометрическая форма листр подобна сферической оболочке и может меняться от фрагментов цилиндрической до частей поверхности конуса.

Ниже приводятся краткие характеристики разломов:

1) **Калба-Чингизский разлом** разграничивает Чингиз-Тарбагатайский и Обь-Зайсанский орогенические пояса. В плане представлен деформированно-изогнутой шовной зоной, шириной около 2 км. Здесь отмечается обилие тектонитов (преимущественно милонитов) с послойно проявленным кливажем, вязких разрывов (крутонаклонных $55-60^\circ$), мелких складок. Эти элементы главной структурной триады затушеваны наложенными деформациями. В магнитном поле разлом выражен изогнутой полосой, шириной 5 км однородных линейных, отрицательных магнитных аномалий [6]. На сейсмологическом профиле “Талдыкорган – Зыряновск” Калба-Чингизский разлом показан как пологонаклонная (40°) на северо-восток листрическая поверхность с дополнительными искажениями, достигающий границу раздела М на глубине 45 км.

2) **Жарминский разлом** – сочленяется с Калба-Чингизским на его северо-западном продолжении. Ширина шовной зоны достигает 15 км. Широко развиты тектониты (динамосланцы, филлониты), продольные вязкие разрывы, кливаж, мелкая складчатость, структурные элементы главной структурной триады имеют выдержанные северо-западное простирание и наклонены на северо-восток под углами $40-45^\circ$. По данным сейсмики шовная зона характеризуется листрической поверхностью с двойной кривизной. Первая циклоида обрывается на глубине 25 км, вторая с дополнительными искажениями достигает границу раздела М с ее смещениями на глубине 47 км.

3) **Чарский разлом** – более известен как офиолитовая зона, которая детально изучена Н.В.Полянским, П.В.Ермоловым, Н.Л.Добрецовым, М.М.Бусловым и др. [2,3]. Здесь широко развиты породы офиолитовой ассоциации, залегающие в деформированном серпентинитовом меланже. По существу офиолитовая зона представляет гигантский по мощности тектонит, состоящий из смеси однородного серпентинитового матрикса и многочисленных включений разной размерности и состава пород: базитов, габбро, кварцитов, туффицитов, плагиогранитов. Все эти породы интенсивно деформированы, кливажированы, катаклазированы и хаотически дезинтегрированы. Они образуют ряд аллохтонных пластин (Чарскую, Горностаевскую, Кулундинскую). В Чарской зоне присутствуют метаморфиты сверх высоких давлений – глаукофановые, гранат-глаукофановые сланцы, диафторизованные эклогиты. В плане эта некогда линейная структура представляет изогнутую, многократно деформированную пологонаклонную ($35-40^\circ$) шовную (шарьяжную) зону. Выделено три типа серпентинитового меланжа, связанные с раннекарбонным, поздне-карбонно-пермским и пермо-триасовыми этапами деформаций [3]. В магнитном поле шовная зона (шириной до 25 км) отчетливо проявлена линено-изогнутыми положительными аномалиями. По данным сейсмики этот надвиг на глубине выполаживается и его выход

на поверхности отстоит на значительном расстоянии от глубинных корней, граница раздела М со смещением находится в интервале глубин 45-48 км.

4) Иртышский разлом (зона смятия) представлен протяженной на многие сотни километров метаморфической шовной зоной. В ней широко развиты тектониты, залегающие в крутонаклонных тектонических линзах и пластинах, сформированных в условиях фации зеленых сланцев (милониты, филлониты) и амфиболитовой фации (бластомилониты) метаморфизма. Элементы структурной триады (кливаж, переходящий в кристаллизационную сланцеватость, вязкие разрывы, мелкая изоклиальная складчатость) ориентированы в плоскости главного тектонического потока, углы наклона которого меняются от 65°, вблизи Калба-Нарымского террейна, до 80-90° со стороны Рудно-Алтайского террейна, с общим наклоном шовной зоны на северо-восток. В магнитном поле шовная зона выражена северо-западной ориентировкой однородных отрицательных линейных магнитных аномалий. По сейсмическим данным с глубиной происходит выполаживание листровой поверхности разлома до глубин 12 км. Ниже этого уровня шовная зона камуфлирована детачментом.

5) Северо-Восточный разлом (зона смятия) разделяет Рудно-Алтайский и Горно-Алтайский террейны. Этот шов с преобладающей ролью левосторонних сдвиговых смещений, характеризуется крутонаклонным (75-90°) кливажем и интенсивным динамометаморфизмом. В современной структуре маркируется линейной полосой отрицательных аномалий магнитного поля шириной до 15 км на юго-востоке, и около 10 км на северо-западе, где шовная зона сужается до 7 км с чередованием здесь положительных и отрицательных линейных аномалий. По данным сейсмоки зона разлома слабо наклонена на северо-восток под углами 70-75°.

Анализ литературных источников [1,2,4,7-9] позволяет выделить трансрегиональные швы с доминирующей ролью сдвиговых смещений, которые отличаются преобладанием крутонаклонного кливажа и интенсивным динамометаморфизмом низких давлений. Эти зоны смятия (shear zones), являются трансформными сутурами. К их числу относятся Иртышская и Северо-Восточная зоны. Другой тип шовных зон (Калба-Чингизская, Чарская) отличается большей ролью последнего кливажа, надвигов, локальными зонами метаморфизма высоких давлений и представляют собой коллизийные сутуры, возникшие на месте конвергентных границ плит.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геозоологических карт Центральной Евразии. Алматы, 2002.
2. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): автореферат дис. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1998. – 44 с.
3. Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. и др. Офиолиты Чарской зоны. // Алма-Ата, 1981. с. 103-108
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1,2. – 334 с.
5. Паталах Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, 1995. – 159 с.
6. Карта аномального магнитного поля (ΔT)а России, сопредельных государств (в границах бывшего СССР) и прилегающих акваторий. Масштаб 1:5 000 000. Гл. редактор Т.П. Литвинова. СПб. 2000.
7. Хаин В.Е. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоники плит. М., Совгеология, №6, 1992, с. 34-41
8. Moores E.M., Twiss R.I. Tectonics. New York: W.H. Freeman and Company, 1995. – 415 p.
9. Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crystal growth in Eurasia. // Nature, 1993, v. 364, p. 299-307.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ВИЛСОНА, БЕРТРАНА И ШТИЛЛЕ КАК СЛЕДСТВИЕ БОМБАРДИРОВОК ЗЕМЛИ ГАЛАКТИЧЕСКИМИ КОМЕТАМИ

*А. А. Баренбаум**, *Н. А. Ясаманов***

* Москва, Институт проблем нефти и газа РАН, azary@mail.ru

** Москва, Музей землеведения Московского государственного университета

В статье [1] В.Е. Хаиным обосновано существование в истории Земли трех наиболее крупных тектонических циклов, известных под названиями циклов Вилсона, Бертрана и Штилле. Происхождение этих циклов сегодня общепринято связывать с глубинными геодинамическими процессами, протекающими соответственно во всей мантии Земли (вплоть до границы с ядром), в верхней мантии (включая переходный слой на глубинах 410+660 км) и непосредственно в астеносфере.

Обсуждается возможность объяснения причин возникновения указанных циклов квазипериодическими бомбардировками Земли галактическими кометами. При этом также рассматривается связь орогенических фаз Штилле с циклами других глобальных природных процессов: биотических и климатических.

В соответствии с развиваемыми представлениями [2], тектонические циклы, как и повторяемость глобальных биотических и климатических катастроф, предполагается считать ответной реакцией соответствующих геосферных систем нашей планеты на мощные космические воздействия, вызванные бомбардировками Солнечной системы кометами струйных потоков Галактики. Как установлено, такие бомбардировки носят характер кометных ливней, которые повторяются каждые 19-37 млн. лет. При этом за ~1-5 млн. лет пребывания Солнца в струйных потоках Галактики на Землю в среднем падает $\sim 10^4$ - 10^6 галактических комет.

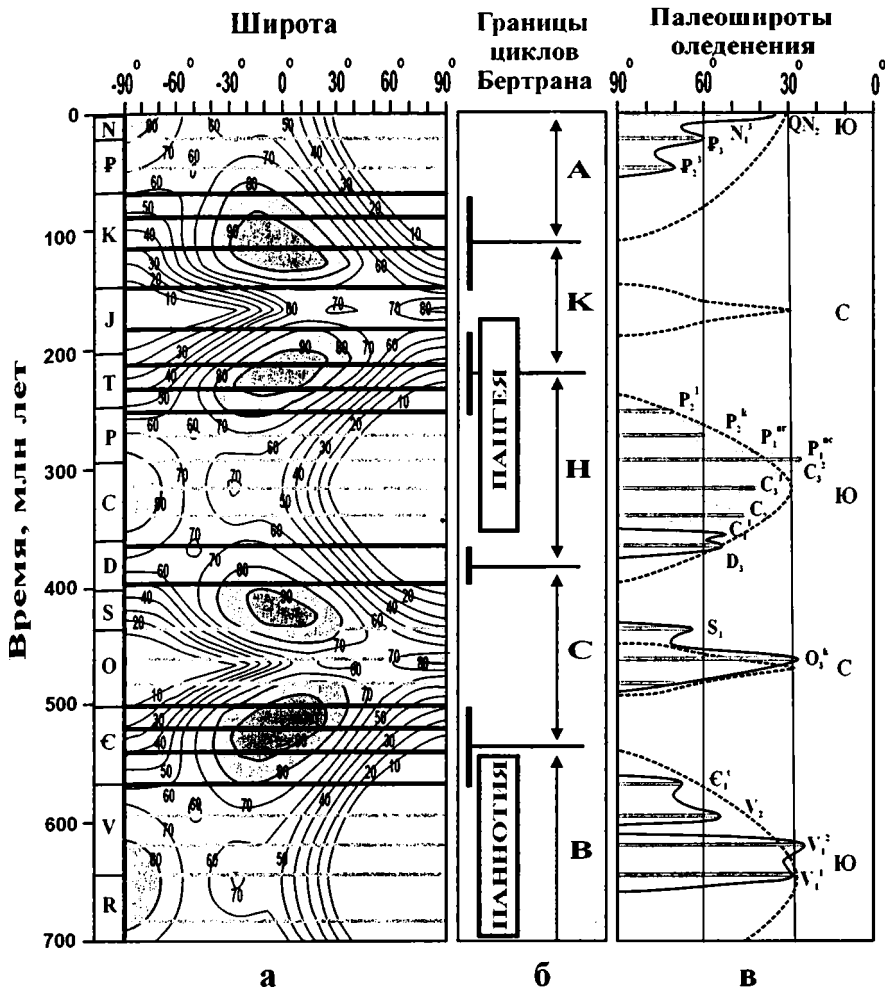
В земной атмосфере ледяные ядра комет, однако, разрушаются и большая часть их огромной кинетической энергии, суммарно составляющей $\sim 10^{26}$ - 10^{28} Дж, поступает в астеносферу [3]. Этой энергии вполне достаточно для объяснения причин раскола и движения литосферных плит [4], а также новейших тектонических поднятий [5].

Перерабатываясь и накапливаясь в коре и мантии, эта энергия, как мы полагаем, служит движущей силой всех геодинамических процессов и, в первую очередь, обуславливает возникновение тектонических фаз Штилле. В силу «инерционности» тектоносферы, кульминации этих фаз, как правило, отстают (табл.) от времен кометных падений, фиксируемых по эпохам массового вымирания биоты, на несколько млн. лет.

Для объяснения природы тектонических циклов Вилсона и Бертрана необходимо дополнительно учитывать распределение плотности падений галактических комет на поверхность земного шара в разные исторические эпохи (рис.).

Расчеты свидетельствуют, что времена образования и распада суперконтинентов [9], а также эпохи глобальных материковых оледенений на протяжении последних 700 млн. лет истории Земли [10] оказываются тесно связанными с положением Солнца на галактической орбите и ориентацией земной оси к направлению на центр Галактики.

Таким образом, представленные данные позволяют полагать, что периодические падения на Землю галактических комет могут выступать не только «спусковым механизмом», активизирующим эндогенные процессы нашей планеты, но и, вероятно, являются более действенным средством поддержания ее тектонической активности, чем механизм глобальной мантийной конвекции.



Сопоставление плотности падений на Землю галактических комет – (а) с границами циклов Бертрана [1] и временами существования суперконтинентов Пангеи и Паннотии [9] – (б) и палеоширотами распространения ледниковых покровов [10] – (в).

Цифры у линий изоденс (рис. а) – проценты максимальной интенсивности. Узкими горизонтальными полосами показаны периоды кометных бомбардировок. Линии изоденс вне полос не имеют физического смысла. Более густым цветом выделены эпохи кометных бомбардировок, отвечающие границам циклов Бертрана согласно [1]: В – байкальского, С – каледонского, Н – герцинского, К – киммерийского, А – альпийского. Сплошные линии (рис. в) – фактические данные [10], пунктирные линии – расчетная граница широтного распространения области кометных падений. Буквами С и Ю обозначены оледенения, вызванные кометными бомбардировками северной и южной полярных областей Земли.

Таблица. Временное запаздывание фаз Штилле [6] относительно эпох массового вымирания биоты [7] в соответствии с геохронологической шкалой [8]

Тектоногенез		Эпохи массового вымирания биоты		Сдвиг по времени Млн. лет
Фаза [6]	Возраст, млн. лет	Эпоха вымирания [7]	Возраст, млн. лет	
Пасаденская	3.6	Плиоцен	5.3-1.8	0 ^{х)}
Савская	23.8	Граница олигоцена-миоцена	23.8	0
Пиренейская	33.7	Ср. эоцен-приабонский век	37.0	3.3
Ларамийская	65.0	Маастрихт	71.3-65.0	3.1 ^{х)}
Субгерцинская	85.8	Сеноман-турон	93.5	7.7
Австрийская	98.9	(Альб-сеноман)?	98.9	0
?	(113±2)?	Барем-апт	121.0	8.0
Андская	142.0	Кимеридж-титон	150.7	8.7
Новокимерийская	154.1	Келovej	164.4-159.4	7.8 ^{х)}
Адыгейская	159.4			2.5 ^{х)}
?	(180±3)?	Плинсбах-тоар	189.6	9.6
Древнекимерийская	201.9	Норий-рэт	209.6	7.7
Лабинская	227.4	Анизий-ладин	234.3	6.9
Пфальцская	244.8	Татарский-грисбахский века	248.2	4.6
Заальская	256	Сакмарский-артинский века	269	13
Уральская	290	Стефанский век	303-290	6.5 ^{х)}
Судетская	323	Серпуховский век	327-323	2 ^{х)}
Саурская	335	Турне-визе	342	7
Бретонская	354	Фран-фамен	364	10
Эрийская	417	Лудловская эпоха	423-419	4 ^{х)}
Таконская	443	Ашгилл	449-443	3 ^{х)}
Трондъемская	458	Лланвирн-лландейло	464	6
Трюсильская	485	Тремадок-арениг	485	0
Богемская	495	Дресбахский век	505-495	5 ^{х)}
Салаирская	505	Ленский век	524-518	16 ^{х)}

Примечания: Цифры в последней колонке со значком ^{х)} получены как разность между временем середины эпохи вымирания и временем соответствующей тектонической фазы. Знаками вопроса отмечены циклы, не имеющие аналога среди фаз тектогенеза или эпох вымирания живых организмов. В скобках указан наиболее вероятный возраст пропущенного события. Полужирным шрифтом выделены названия фаз с более высокой активностью тектонических процессов и эпох «великих» массовых вымираний.

Литература

1. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. №6, с.3-14.
2. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: взгляд с позиций галактоцентрической парадигмы (в печати).
3. Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М.: ГЕОС. 2002, 393 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука. 1992, 192 с.
5. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие подъема из мантии крупных масс горячего вещества // Докл. РАН. 1994. Т.336, №5, с.680-683.
6. Моралев В.М., Васильев Л.Н. Фазы эндогенной активности Земли в фанерозое и компьютерное моделирование процесса эволюции // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999, №4, с.3-12.
7. Sepkoski J.J. (Jr.) Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases // Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic: results of international interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 / ed. Walliser O.H. – Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995, p.35-52.
8. Gradstein F., Ogg J. Geologic time scale. – Purdue Univer. 1996.

9. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в тектоническом развитии литосферы // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы 36-го Тектонического совещания. Т.1. М.: GEOS. 2003, с.56-60.

10. Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. РАН. 2001. Т.378, №5, с.656-659.

ПРИЛИВЫ, ДВИЖЕНИЕ ПЛИТ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

*Ю.В. Баркин**, *Х.М. Феррандиш***, *Х.Ф. Наварро***

* Москва, Астрономический Институт им. П.К. Штернберга, barkin@sai.msu.ru

** Университет Аликанте, Испания

Получена формула для энергии упругих деформаций Земли, вызванных гравитационным притяжением Луны и Солнца. Впервые показано, что полная упругая энергия Земли не равна сумме энергий, соответствующих приливным деформациям от Луны и от Солнца по отдельности, а содержит третье дополнительное слагаемое, обусловленное совместным влиянием этих небесных тел. Дополнительный член в энергии весьма существен и играет важную роль в геодинамических и геофизических процессах. В частности нами установлена корреляция экстремальных вариаций упругой энергии с землетрясениями и лунотрясениями в период 1971-1976 гг. Даты крупных землетрясений и лунотрясений тяготеют к датам максимальных и минимальных значений упругой энергии. На основе этой закономерности были вычислены даты экстремальных значений энергии на 2003 и 2004 годы, которые трактуются нами как даты возможных крупных землетрясений. Некоторые предсказанные даты получили подтверждение. В частности дата феноменального землетрясения на острове Хоккайдо 25 сентября 2003 года с магнитудой 8.3 была предсказана с высокой точностью. Для объяснения установленной закономерности предлагается механизм дифференциального и циклического воздействия притяжения Луны и Солнца на взаимодействующие друг с другом и движущиеся литосферные плиты. Предполагается, что этот спусковой механизм контролирует и обеспечивает срывы-толчки на контактных поверхностях плит.

Введение. Океаническая и упругая оболочка Земли деформируются вследствие луно-солнечного притяжения, вследствие возмущений во вращательном движении Земли и др. Все эти приливы в классической трактовке описываются линейной теорией упругости. Полный эффект деформаций Земли представляется как линейная суперпозиция указанных приливов. Напряженное состояние Земли характеризуется упругой энергией запасенной в суперпозиции приливов. Каждому из указанных приливов (от Луны, от Солнца и из-за вращения Земли) соответствует свое значение упругой энергии. Однако, сумма этих энергий не является полной упругой энергией от суперпозиции приливов. Эта энергия содержит дополнительные члены взаимного характера, обусловленные совместным вкладом соответствующих приливов.

В данной работе мы рассматриваем только приливы в упругой мантии, вызванные притяжением Луны и Солнца. Дополнительный член в упругой энергии, вызванный совместным влиянием Луны и Солнца, является весьма важным и значительным. Он приводит к большим условно-периодическим вариациям упругой энергии. Часть этой энергии при ее циклических вариациях диссипирует и преобразуется как в тепловую энергию, так и в механическую энергию различных геодинамических и геофизических процессов, которые также испытывают временные вариации в определенных ритмах.

В данной работе устанавливается корреляция между датами экстремальных значений упругой энергии Земли и датами крупных землетрясений (с магнитудой

$M > 7.3$) и лунотрясений в период 1971-1976 гг. На основе этой закономерности сейсмического процесса прогнозируются даты крупных землетрясений в будущем.

Упругая энергия лунно-солнечных приливов на Земле. Полная упругая энергия лунно-солнечных приливов E не равна сумме упругих энергий приливов, вызванных притяжением Луны и Солнца по отдельности [1], а содержит треть слагаемое:

$$E = e_2 \left[\frac{m_M^2}{r_M^6} + \frac{m_S^2}{r_S^6} + 2 \frac{m_M m_S}{r_M^3 r_S^3} P_2(\cos S_{MS}) \right]. \quad (1)$$

Этот эффект обусловлен квадратичной структурой упругой энергии и определенной геометрией приливных деформаций мантии Земли. Здесь мы привели главные слагаемые упругой энергии, учитывая лишь ее вторую (основную) гармонику. Здесь r_M и r_S - расстояния между центрами масс Земли и Луны и Солнца, соответственно. m_M и m_S - массы Луны и Солнца. e_2 - коэффициент упругости. P_2 - полином Лежандра, а S_{MS} - угол между геоцентрическими радиус-векторами Луны и Солнца.

Корреляция землетрясений и лунотрясений с вариациями упругой энергии. По формуле (1) была построена теоретическая кривая изменения упругой энергии Земли вследствие лунно-солнечных деформаций мантии в период 1971-1976 гг. Аналогичная кривая описывает вариации упругой энергии Луны вследствие деформаций от притяжения Земли и Солнца. На этих графиках были отмечены значения энергий, при которых происходили в указанный период крупные землетрясения (с магнитудой более 7.3) и лунотрясения. В результате было установлено важное явление: даты землетрясений и лунотрясений концентрируются вблизи дат экстремальных значений упругой энергии. Тем самым выявлена корреляция сейсмических проявлений на Земле и Луне с вариациями упругой энергии. Другими словами, Луна и Солнце своим совместным влиянием на Землю осуществляют определенный контроль над крупными землетрясениями, выступая при этом, по-видимому, в качестве спускового механизма. Важно отметить, что совместный член эластичной энергии в (1) играет главенствующую роль в установленной корреляции. Это кажется естественным: часть упругой энергии, аккумулируемой с каждым орбитальным периодом Луны (и Солнца), диссипирует и расходуется на внутренние геодинамические и геофизические процессы, что и определяет их ритмические вариации в различных шкалах времени.

Возможен и иной механизм корреляции. Предварительные исследования вариаций силы взаимодействия ядра и мантии Земли, наведенной гравитационным влиянием Луны и Солнца на несферичные оболочки Земли [2], также указывают на существование корреляции между датами крупных землетрясений и датами экстремальных вариаций самой силы.

Для сравнения дат крупных землетрясений и лунотрясений с датами экстремальных значений эластичной энергии использовались данные геологической службы USGS о крупных землетрясениях с магнитудой больше 7.3 и данные о лунотрясениях из работы [3], в которой изучалась корреляция между землетрясениями и лунотрясениями в период 1971-1976. Нами показано, что в 1975 году 12 из 13 землетрясений и лунотрясений происходили вблизи дат экстремальных значений упругой энергии, что весьма четко подтверждает установленную корреляцию. В период 1971-1976 гг. из 54 рассматриваемых трясений 36 происходили вблизи дат экстремальных значений упругой энергии. 13 трясений происходило в промежуточных положениях при определенных значениях энергии. Полученные здесь результаты позволяют сделать предположение, что установленная корреляция между

землетрясениями, лунотрясениями и вариациями упругой энергии имеет место и для других более долгих периодов времени и, по-видимому, в различных шкалах времени (до сотен, тысяч и миллионов лет).

Для объяснения наблюдаемой закономерности сейсмического процесса мы предлагаем механизм дифференциального и циклического воздействия Луны и Солнца на взаимодействующие плиты. Этот механизм играет роль спускового механизма и обеспечивает срывы-толчки на контактирующих поверхностях движущихся плит, которые и приводят к землетрясениям.

Предсказание крупных землетрясений. Поскольку кривая изменения упругой энергии Земли может быть рассчитана теоретически (по известным орбитальным движениям Луны и Солнца), то установленное правило позволяет сделать прогнозы о возможных проявлениях крупных землетрясений в будущем. Приведем даты возможных (и уже реализованных) крупных землетрясений 2003 года: 2.3; 10.4; 18.4; 25.2; 31.9 (январь); 8.8; 16.9; 24.0 (февраль); 2.5; 10.2; 18.3; 25.7 (март); 1.3; 8.6; 16.5; 24.2 (апрель); 1.1; 8.0; 15.7; 23.7; 30.9 (май); 6.5; 13.9; 22.1; 29.7 (июнь); 6.2; 13.3; 21.4; 29.4 (июль), 5.0; 11.7; 19.8; 28.0 (август); 3.9; 10.4; 18.2; **26.3** (сентябрь); 3.6; 10.1; 17.6; 25.6 (октябрь); 2.1; 8.9; 16.0; 23.8 (ноябрь); 1.6; 8.7; 15.5; 23.1; 31.0 (декабрь).

Прогнозируемые даты крупных землетрясений 2004 года: 7.3; 13.9; 21.1; 29.2 (январь); 6.0; 12.6; 19.5; 27.6 (февраль); 6.6; 13.4; 20.0; 28.0 (март); 5.1; 12.2; 18.7; 26.3 (апрель); 4.5; 11.9; 18.5; 25.7 (май); 2.7; 10.4; 17.3; 24.2 (июнь); 1.8; 9.8; 17.1; 23.7; 31.1 (июль), 8.2; 15.9; 22.3; 29.4 (август); 6.6; 14.6; 21.2; **27.9** (сентябрь); 6.0; 14.1; 21.0; 27.6 (октябрь); 4.3; 12.5; 19.7; 26.3 (ноябрь); 3.8; 11.8; 19.3; 26.1 (декабрь). Время землетрясения здесь указывается в долях суток (через точку после даты).

Отметим, что наш прогноз касается лишь дат землетрясений. Здесь мы совершенно не обсуждаем вопрос о пространственном расположении очагов землетрясений. Фактически мы указываем даты определенных состояний Земли: либо сильно возмущенных внешними небесными телами, либо наоборот – слабо возмущенных. Тем не менее, в настоящее время мы ведем разработки методик по установлению и предсказанию регионов крупных землетрясений.

Прогнозируемые даты по 2003 году уже получили веские подтверждения. Практически все крупные землетрясения 2003 года с магнитудой более 7.0 (12 на сентябрь месяц) происходили вблизи указанных выше дат. Среди них: землетрясение на Алеутских островах ($M=7.0$, 17.7 марта); в Бразилии ($M=7.1$, 20.3 июня); на море Скошия ($M=7.5$, 4.2 августа) и другие. Особо выделим предсказанную дату крупного землетрясения 26.3 сентября. Точно на эту дату (предсказанную до землетрясения в электронной публикации [1]) пришлось феноменальное землетрясение на острове Хоккайдо (25.8 сентября, 19:50:06 UTC) с магнитудой $M=8.3$ и повторное землетрясение 25.9 сентября (21:08 UTC; $M=7.0$).

Работа Баркина Ю.В. поддержана грантом SAB2000-0235 Министерства Образования Испании, грантом РФФИ N 02-05-64176.

Литература

1. Barkin Yu.V., Ferrandiz J.M. and J. F. Navarro: 2003. Variations of elastic energy in Earth-Moon system and their correlations with earthquakes and moonquakes. Abst. of Microsimpos. 38 on Comparative Planetology (October 27-29, 2003), Moscow, Russia. CD-rom: Topics in Compar. Planetol. Vernadsky Institute – Brown University.
2. Баркин Ю.В.: 2002. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности. Известия РАЕН. Секция наук о Земле. М.: VINITI, N9, С. 45-97.
3. Shirley J.H.: 1985/1986. Shallow moonquakes and large shallow earthquakes: a temporal correlation. Earth and Planetary Science Letters, 76, pp. 241-253.

ПРОБЛЕМА РИФТОВ И НАДРИФТОВЫХ СТРУКТУР В ЧЕХЛАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ЛАВРАЗИИ В СВЯЗИ С НАФТИДОГЕНЕЗОМ

А.К. Башарин, Г.С. Фрадкин, С.Ю. Беллев, Т.М.Хамхоева

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, belyaev@uiggm.nsc.ru

Наиболее распространенными структурными элементами в чехлах древних (неогейских) платформ являются авлакогены и синеклизы. Эти структуры благоприятны для генерации углеводородов и сохранения их промышленных скоплений. Кроме того, существует гипотеза, что обычно синеклизы развиваются на авлакогенах или на других, подобных им, структурах. Названные проблемы и являются предметом дальнейшего обсуждения. Уточнение строения рифтовых и надрифтовых структур, реконструкция их эволюции и сравнительный анализ платформенных областей Лавразии будут способствовать обоснованию современной концепции о их закономерных связях с зонами нефтегазоаккумуляции.

Определение «базовых» понятий.

В связи с неоднозначностью таких понятий как «рифт», «рифтогенез» и связанных с ними других терминов, определимся, что под «рифтом» будем понимать «любой структурный элемент прогибания линейной формы, ограниченный с одной или более чем с одной стороны разломами, или располагающийся на разломе, который предопределил его генезис». Таким образом, под это определение подпадают все «разломозависящие» элементы, начиная от океанических рифтовых впадин до простейших локальных грабенов. Введем еще одно условие: здесь мы не будем различать первичные (конседиментационные) и вторичные (постседиментационные) рифты, а будем рассматривать их в том виде, в каком они запечатлены в современной структуре. Таким образом, в категорию структурных элементов, относящихся к рифтам, попадают такие наиболее распространенные элементы, которые называются рифтами, трогами, грабенами, авлакогенами и другими, реже употребляемыми терминами (авлакогеоинклинали и т.д.).

Отрицательными структурными элементами, не относящимися к категории рифтовых, будут разнообразное прогибание со стратиграфическими ограничениями, преимущественно изометричной формы, хотя возможно и осложненные разрывными нарушениями. Они обычно называются синеклизами, прогибами, мульдами, впадинами и другими менее употребительными терминами.

Северо-Американский кратон.

П.Ф. Гофман [1] в своем очерке по геологии докембрия Северо-Американского материка, констатировал, что пассивные окраины Северо-Американского кратона окончательно оформились в период приблизительно 850–550 млн. лет, что совпадает с данными других авторов [2,3] о времени распада раннепротерозойского суперконтинента. В соответствии с его моделью, в начале позднего докембрия на Северо-Американском материке локально формировались маломощные осадочно-вулканогенные прогибы типа Атабаска, Телон, и Су, сохранившиеся в структуре современного Канадского щита. По-видимому, к структурам такого же типа относятся рассеянные более поздними рифтами (Кивино, Уашита и др.) Западная и Восточная гранит-риолитовые провинции, выделяемые по геофизическим данным Т.Л. Праттом с коллегами [4,5] под палеозойским чехлом на юге Северной Америки. В середине позднего докембрия в пределах Северной Америки существовали единичные, по мнению П.Ф.Гофмана, но очень крупные рифты, предшественником которых является рифт Кивино, выполненный преимущественно магматическими образованиями мощностью до 20 км. Но наиболее интенсивный рифтогенез был приурочен к концу (до

венда) позднего докембрия. Именно к этому времени Северо-Американский кратон (континент) обособился из суперконтинента и оконтурился со всех сторон пассивными окраинами, подобно современной Африке или Антарктиде.

В венд–палеозойское время на Северо-Американском континенте заложилась и развивались платформенные прогибы: Гудзонская синеклиза, Виллистонский, Мичиганский, Иллинойский и другие более мелкие прогибы. Только для Мичиганского прогиба достоверно доказано развитие на рифте, однако и он значительно смещен от рифта к югу. Остальные крупные структуры со стратиграфическими ограничениями не имеют прямых связей с рифтами, хотя иногда и перекрывают их [1].

Восточно-Европейский кратон.

В пределах Восточно-Европейского кратона неогейский этап развития начинается в раннем рифее, когда формируется редкая сеть узких линейных прогибов и грабенов, охватывающая как платформу, так и миогеоклинальное обрамление [6,7]. Белорусские геологи называют это время началом формирования квазиплатформенной части чехла и в геодинамическом плане рассматривают его как эпоху окончания консолидации раннепротерозойского суперконтинента и начало новой эпохи растяжения с заложением оригинальной системы грабенов и рифтов [7,8]. В среднем и позднем рифее продолжали закладываться новые трог и прогрессивно развиваться уже заложившиеся. С началом венда начали формироваться прогибы со стратиграфическими ограничениями, наиболее крупным из которых была Московская синеклиза.

Новый этап рифтинга на Восточно-Европейской платформе состоялся в среднем палеозое. В результате сформировался, в частности, Припятско-Донецкий авлакоген и ряд структур Предуралья [6]. В этих структурах накапливались преимущественно карбонатно-молассоидно-эвапоритовые толщи с контрастными магматическими образованиями.

Таким образом, в истории формирования чехла и окраинно-кратонных комплексов Восточно-Европейского кратона фиксируется два этапа рифтогенеза, разделенные плитным этапом, в течение которого формировались преимущественно структуры синеклизного типа со стратиграфическими ограничениями.

Северо-Азиатский кратон.

В неогее Северо-Азиатского кратона выделяют две эпохи рифтогенеза: позднедокембрийскую и среднепалеозойскую. Как и в пределах вышеописанных кратонов, в раннем рифее здесь закладывались мощные разломы, сопровождавшиеся развитием зон контрастного магматизма (Билякчанской, Улканской, Аkitканской и др.), и субконтинентальными осадочными толщами. Одновременно формируются локальные прогибы типа Учуро-Майского, сходного с прогибом Атабаска, выполненного осадочными субконтинентальными и мелководно-морскими толщами, прослоенными силлами диабазов и рассеченные рядами даек основного состава. Сходным вещественным выполнением могут обладать и троговые структуры (медвежеская серия Патома, сублукская – в Присянье, тейская – на Енисейском крае и др.). Известны авлакогены и трог, развивающиеся или в течение всего рифея (Уджинский), или только в позднем рифее (Мокуйский).

В венд-раннепалеозойское время вся территория Северо-Азиатского кратона была полностью закрыта почти не дифференцированной по мощности и типам осадочных формаций плитой. Судя по всему, главной причиной такого «бронирования» нарушенного рифтами кратона послужили его относительно небольшие размеры.

Следующая фаза рифтогенеза состоялась в среднем палеозое. В это время формируются рифты только на восточной окраине кратона, и они выделяются, главным образом, по геохимико-петрологическим признакам. В литературных источниках они

чаще называются впадинами (прогибами и т.д.): Ыгыттинская, Кемпендйская, Сетте-Дабанская и другие. Осадочная составляющая в разрезах этих впадин представлена обычно красноцветными терригенно-карбонатно-эвапоритовыми формациями, а дайково-силловый комплекс – основными магматитами. Характерно, что эти рифтовые впадины несомненно распространяются в пределы складчатого Верхоянья и перекрываются структурно согласно терригенными отложениями позднепалеозойско-мезозойского возраста (верхоянский комплекс), традиционно относимыми к чехлу Вилюйской синеклизы. С нашей точки зрения, можно считать, что последняя «выросла» из рифтогенной зоны и охватывает гораздо большую площадь, чем первая.

Выводы.

1. На всех трех кратонах Лавразии выделяются две фазы рифтогенеза, состоявшие приблизительно в одни и те же интервалы геологической истории. Принципиально характеристики их одинаковы и различаются лишь в деталях.

2. Древняя и молодая фазы рифтогенеза значительно различаются по структурно-вещественным (формационным) характеристикам, отражающим, по-видимому, различные геодинамические обстановки их формирования.

3. Существуют отрицательные структуры, которые обязаны своим происхождением рифтам, но могут существовать отрицательные структуры и рифты, совмещенные в пространстве, но не связанные генетически.

4. В связи с потенциальной нефтегазоносностью многих из упомянутых выше структур, проблема их связи с рифтогенезом должна быть исследована более углубленно.

Литература

1. The Geology of North America: An overview (Ed. A.W. Bally, A.L. Palmer) // Geol. North Am., Colorado: Boulder, 1989. Vol. A, 620 p.
2. Armin R.A., Mayer L. Subsidence analysis of the Cordilleran miogeocline – implications for timing of late Proterozoic rifting and amount of extension // Geology. 1983. V. 11, № 12, p. 702-706.
3. Bond G.C., Nickerson P.A., Kominz M. A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma – new evidence and implications for continental histories // Earth and Planetary Sci. Lett. 1984. V.70, № 2, p. 325-345.
4. Pratt T.L., Hauser E.S., Nelson K.D. Widespread buried Precambrian layered sequences in the U.S. Mid-Continent: evidence for large Proterozoic depositional Basins // AAPG Bull. 1992. V. 76, № 9, p. 1384-1401.
5. Pratt T.L., Colotta R., Hauser E., et. al. Major Proterozoic basement features of the eastern Mid-Continent North America revealed by recent COCORP profiling // Geology. 1989. V. 17, № 5, p. 505-509.
6. Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000, 216 с.
7. Докембрий Восточно-Европейской платформы: геология и нефтегазоносность. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2002, 391 с.
8. Геология Беларуси. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001, 815 с.

ЭВОЛЮЦИЯ АЛЬПИЙСКИХ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕВРО-АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

1. Мезозой-палеогеновый этап развития

Т.П. Белоусов, Ш.А. Мухамедиев, С.Ф. Куртасов

Москва, Институт физики Земли РАН, tomas@uipre-ras.scgis.ru

Согласно модели, развиваемой авторами [1, 2], направления будущей (первичной) трещиноватости в осадочных породах закладываются на начальной стадии литогенеза осадков. Этот вывод основывается, в частности, на факте наличия латентных регулярно

расположенных (сопряженных) трещин в рыхлых отложениях. Под влиянием деформаций (предположительно подложки) в литифицирующихся горизонтально залегающих осадках возникает двумерное двухосное напряженное состояние. Внутренняя неустойчивость осадков, связанная с разупрочнением, приводит к локализации пластических деформаций в узких регулярно расположенных сопряженных слоях. Эти слои эволюционируют в две сопряженные системы первичных трещин, субнормальных к осадочному пласту. Оси максимального $S_{H, \max}$ и минимального $S_{H, \min}$ горизонтальных сжимающих напряжений совпадают с биссектрисами углов между этими системами. Возникновение слоев локализации по времени близко к возрасту осадочной породы. Благодаря этому, при массовых замерах трещиноватости в разновозрастных отложениях, появляется возможность реконструировать эволюцию напряженного состояния земной коры. Нами получены новые выводы об альпийской геодинамике центральной части Евро-Азиатского континента, в том числе Кавказско-Загросского и Памиро-Гималайского регионов.

При интерпретации трещиноватости в терминах палеонапряжений, как правило, возможно отождествление направлений осей $S_{H, \max}$ и $S_{H, \min}$, реконструируемых в приповерхностном слое, с направлением действия соответствующих осей региональных напряжений. Однако, в исключительных случаях (например, при кратковременном ослаблении взаимного давления литосферных плит или при интенсивном конседиментационном изгибе литосферы) это правило может нарушаться, что следует иметь в виду при геодинамических реконструкциях. Еще одной потенциальной трудностью, с которой приходится сталкиваться при интерпретации данных, является отделение систем первичных трещин от вторичных (наложенных) систем. Ниже результаты, определенные нами с учетом отмеченных и некоторых дополнительных тонкостей интерпретации, излагаются параллельно с результатами глобальных палеорекострукций, полученными иными методами (см., например, [3]).

Таблица

Возраст	Кавказско-Загросский регион						Памиро-Гималайский регион				
	Кавказ	Восточной Кавказ	Зона сочлен.	Кавказ-Г	Загрос	Сев. Арвизия	Памир	Зона сочлен.	Гиссаро-Алай	Чаткал	Кзыл-Куыл
Юра	J ₁	↘		↘			↘	↘	↘	↘	
	J ₂	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘			
	J ₃	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘			
Мел	K ₁	↘	↘	↘	↘	↘	↘	↘			
	K ₂	↘	↘		↘	↘		↘	↘		↘
Палеоген	Pg	↘	↘			↘	↘	↘	↘	↘	↘

Ориентация оси максимального горизонтального сжимающего напряжения, реконструированного по трещиноватости осадочных горных пород

В середине юры в тектонической истории Земли начался позднемезозойско-кайнозойский этап развития [3], оказавший определяющее влияние на формирование Евро-Азиатского континента и, особенно, его центральной части, включающей

Кавказско-Загросский и Памиро-Гималайский регионы. На этом этапе произошел распад Пангеи и образовались молодые океаны. На начальной стадии этапа заложился субширотный участок Центральной Атлантики, который через Средиземноморье соединился с Тетисом. По нашим данным в пределах Кавказско-Загросского региона развитие этого процесса наиболее четко проявилось в его северных областях, обусловив смену ориентации главных осей поля напряжений (табл. 1).

Так, на территории Крыма в триасе-ранней юре ось $S_{H, \max}$ была ориентирована на ВСВ. В начале средней юры эта ось приобрела СЗ-ССЗ направление, которое сохранялось до конца юры. В пределах зоны сочленения Малого и Большого Кавказа ось $S_{H, \max}$ в ранней юре имела ЗСЗ-СЗ ориентацию, в средней юре она приобрела С-ССЗ направление, сохранявшееся в поздней юре. На Большом Кавказе ось сжатия во второй половине юры была ориентирована на СЗ. На территории Юго-Восточного Загроса и в северной части современной Аравии ось $S_{H, \max}$ была направлена на ВСВ, т.е. также, как в Крыму в триасе и ранней юре. По-видимому, позднемезозойско-кайнозойский этап развития в южной части Кавказско-Загросского региона в это время еще не начался.

В пределах северной части Памиро-Гималайского региона на границе палеозоя с мезозоем ось $S_{H, \max}$ была ориентирована, в основном, субмеридионально. Так, на Памире и Чаткале в поздней перми, триасе и ранней юре ось $S_{H, \max}$ была направлена на С-ССВ. В середине юры на севере региона проявилась геодинамическая перестройка, в результате чего ось максимального сжатия на Памире приобрела СЗ-ССЗ ориентировку. На севере Гиссаро-Алая (Западный Тянь-Шань), особенно в его восточной части, на протяжении второй половины юры сжатие было направлено на ЗСЗ. В пределах Зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем в ранней юре ось $S_{H, \max}$ в восточной части была ориентирована субмеридионально, на западе – на ССЗ. В средней юре в пределах Зоны сочленения произошла смена ориентаций главных осей поля напряжения, вследствие чего ось $S_{H, \max}$ приобрела ВСВ направление. Это же направление оси максимального сжатия сохранялось в поздней юре. Изменение ориентации $S_{H, \max}$ в середине юры, как и для севера Кавказ-Загросского региона, по времени совпадает с началом позднемезозойско-кайнозойского этапа развития и, видимо, связано с заложением субширотного участка Центральной Атлантики.

В конце юры-начале мела начал раскрываться субмеридиональный участок Южной Атлантики, что привело к отделению Африкано-Аравийского континента от Южной Америки и началу перемещения его в ВСВ направлении. Анализ наших данных позволяет предполагать, что на Кавказско-Загросском регионе перемещение Африкано-Аравийского континента в раннем мелу еще не сказалось. Так, в Крыму на этом этапе сохранялась, как и в конце юры, СЗ-ССЗ ориентация оси $S_{H, \max}$, а в пределах зоны сочленения Малого и Большого Кавказа – С-ССЗ направление. В пределах Юго-Восточного Загроса и на севере Аравии ось $S_{H, \max}$ в раннем мелу была направлена на ВСВ. В конце раннего мела на севере Кавказ-Загросского региона проявилась геодинамическая перестройка, выразившаяся в резкой смене ориентации осей палеонапряжений: ось $S_{H, \max}$ в Крыму приобрела ориентировку ВСВ, на Кавказе – СВ, а в Колетдаге – ССВ. Однако в пределах Юго-Восточного Загроса и на севере Аравии ось сжатия в позднем мелу по-прежнему была ориентирована на ВСВ.

Геодинамика Памиро-Гималайского региона в меловое время определялась процессом сближения Индостана с Евразией. На севере этого региона коллизия проявилась лишь в середине мела. Так, в раннемеловое время на Памире сжатие, как и в юре, было направлено на СЗ-ССЗ, а в восточной части Гиссаро-Алая для оси $S_{H, \max}$ по-прежнему было присуще ЗСЗ направление. Однако в позднем мелу ось $S_{H, \max}$ в Гиссаро-Алае приобрела ССЗ направление. В Центральных Кызылкумах в позднем

мелу сжатие было ориентировано в СЗ направлении. В пределах зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем ось $S_{H,max}$ в раннем мелу варьировала по пространству. В центральной части имела субширотную ориентацию, на востоке прогиба – была направлена на ЗСЗ, на западе – на СЗ. В позднем мелу сжатие в Зоне сочленения претерпело существенные изменения ориентации: в центральной части ось $S_{H,max}$ приобрела ССЗ направление, на востоке – сориентировалась субширотно, на западе была направлена на ЗСЗ. Таким образом, в Памиро-Гималайском регионе в середине мела, как и на севере Кавказско-Загросского региона, произошла геодинамическая перестройка.

На протяжении первой половины палеогена Африкано-Аравийский континент, как и в мелу, незначительно перемещался в ВСВ направлении, поворачиваясь при этом против часовой стрелки относительно Евразии. В среднем эоцене этот процесс начал оказывать влияние на геодинамическую обстановку в северной части Аравии, вследствие чего произошла переориентация осей палеонапряжений. На северо-западе Аравии ось $S_{H,max}$ в раннем эоцене приобрела ССЗ ориентировку и в дальнейшем разворачивалась против часовой стрелки: в конце эоцена она имела ориентацию на СЗ, в олигоцене – на ЗСЗ. На северо-востоке Аравии в районе Персидского залива ось $S_{H,max}$ в палеогене обладала направлением на СВ.

На Памире в палеогене ось $S_{H,max}$ имела СЗ направление. На территории Гиссаро-Алая ось $S_{H,max}$ в начале палеогена незначительно отклонялась к ССЗ. В Чаткале в начале кайнозойского этапа развития, как и в более древние эпохи, сжатие была ориентировано субмеридионально, с незначительным отклонением к ССЗ. В Центральных Кызылкумах в первой половине кайнозоя ось $S_{H,max}$ была ориентировано в ЗСЗ-СЗ направлении.

Таким образом, на мезозой-палеогеновом этапе развития геодинамические процессы в Кавказско-Загросском и Памиро-Гималайском регионах протекали со своеобразной взаимной симметрией: перестройки примерно совпадали по времени, а ориентации осей $S_{H,max}$, начиная с середины мела, как бы зеркально отражались друг относительно друга.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ и программы №5 ОНЗ РАН.

Литература

1. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. К реконструкции палеонапряжений по трещиноватости горных пород // Физика Земли. 1990. № 2. С. 16-29.
2. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. 1997. 324 с.
3. Хани В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. 1995. 480 с.

ЭВОЛЮЦИЯ АЛЬПИЙСКИХ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕВРОАЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

2. Новейший этап развития

Т.П. Белоусов, Ш.А. Мухамедиев, С.Ф. Куртасов
Москва, Институт физики Земли РАН, tomas@uipe-ras.scgis.ru

Настоящая работа, в которой на основе изучения трещиноватости осадочных горных пород реконструируются палеонапряжения в Кавказско-Загросском и Памиро-Гималайском регионах и рассматриваются причины возникающих геодинамических процессов, является продолжением предыдущей работы авторов [1].

На границе олигоцена и миоцена Африкано-Аравийский континент вступил в

неотектонический этап развития, заняв местоположение близкое к современному. На востоке континента началось формирование Восточно-Африканской рифтовой системы и произошло заложение Аденского залива. Аравия начала самостоятельно перемещаться в СВ направлении, способствуя раскрытию Красноморского рифта [2,3]. Однако уже в раннем миоцене перемещение Аравийской плиты в сторону Евразии осложнилось, в основном, в связи с достижением южным сегментом Левантийского трансформного разлома юго-западной части Пальмирского прогиба, что заблокировало продвижение в прежнем направлении Аравийской плиты [4]. На северо-востоке Аравии для конца раннего миоцена нами реконструировано СВ направление оси максимального горизонтального сжимающего напряжения $S_{H, \max}$. На севере Кавказ-Загросского региона в районах Центрального Предкавказья и Степного Крыма эта ось была ориентирована на СВ-ЮЗ, в Горном Крыму – по направлению ВСВ-ЗЮЗ.

В начале среднего миоцена перемещение Аравийской плиты начало развиваться вдоль Пальмирского прогиба на ВСВ, сопровождаясь некоторым разворотом по часовой стрелке [4]. Вследствие изменения перемещения плиты ось $S_{H, \max}$ на северо-западе Аравии к северу от Пальмирского прогиба приобрела ССЗ ориентацию, которая вероятно сохранялась до начала позднего миоцена. По сравнению с концом олигоцена ось $S_{H, \max}$ претерпела поворот по часовой стрелке. Это оказало влияние на условия тектонического развития региона. В частности, ориентация $S_{H, \max}$ ортогонально к простиранию Пальмирского прогиба привела к инверсии тектонических движений и началу формирования складчато-разрывной структуры Пальмирид. На востоке Аравии, благодаря вращению плиты по часовой стрелке относительно ее современного положения, произошло ослабление давления на юго-восточную часть формирующегося Загроса, что обусловило кратковременную переориентацию оси $S_{H, \max}$ с СВ на СЗ.

На севере ось сжатия в среднем миоцене по-прежнему была ориентирована в СВ-ЮЗ направлении. Но в среднем сармате позднего миоцена, когда на южном фланге этого региона сжатие вновь стало направленным на СВ-ЮЗ, в северной части произошла переориентировка его оси на ССЗ-ЮЮВ. Геодинамическая перестройка, проявившаяся на юге Кавказ-Загросского региона в среднем миоцене, дошла до его северной части лишь к середине позднего миоцена. По-видимому, кратковременные изменения геодинамической обстановки в регионе обусловлены единым процессом – изменением направления движения Аравийской литосферной плиты. К этому времени она практически полностью сблизилась с Евразией и начался процесс коллизии.

В позднем миоцене на юге региона в результате новой фазы раскрытия Красноморского рифта произошло изменение направления перемещения Аравийской плиты и прекратилось ее вращение по часовой стрелке. Отсутствие данных по трещиноватости пород позднего миоцена не позволило нам выявить точное время этой геодинамической перестройки, в результате которой в зонах разрывных структур формировались грабенообразные структуры сдвиго-раздвигового (pull-apart) типа [3]. По-видимому, в это время примерно в 180 км к востоку от Левантийского разлома и параллельно ему заложилась Расафинская разрывная зона. Дальнейшее формирование этих субмеридиональных разломов происходило в сходных геодинамических условиях. В Центральном Предкавказье в позднем сармате ось $S_{H, \max}$ вновь была направлена по линии СВ-ЮЗ.

На протяжении плиоцена и плейстоцена в пределах практически всего Кавказско-Загросского региона устойчиво сохранялась СВ ориентация сжатия. Лишь в голоцене на юге региона сжатие приобрело ВСВ-ЗЮЗ направление. В северо-западной части Аравийской плиты на плиоценовом этапе развития региона ось $S_{H, \max}$ была ориентирована на ССВ, на северо-востоке – на СВ. На северо-востоке Аравийской плиты ось сжатия в плейстоцене, как и в плиоцене, по-прежнему обладала ориентацией

на СВ. Лишь в голоцене сжатие здесь несколько отклонилось по часовой стрелке, приобретя простирание по линии ВСВ-ЗЮЗ.

В пределах центральной части Расафинской разрывной зоны нами изучена трещиноватость песков позднего плейстоцена. Согласно данным палеорекострукций ось $S_{H, \max}$ в этом районе зоны была ориентирована на ССЗ, ось $S_{H, \min}$ – на ВСВ. При такой ориентации осей палеонапряжений по субмеридиональной Расафинской зоне, как и по Левантийскому разлому, должно было проявиться субширотное растяжение, сопровождаемое левосторонними сдвигами. В результате образовывались субмеридиональные гигантские провалы, зияющие трещины и изломы современной земной поверхности, которые мы наблюдали на севере Левантийского разлома в непосредственной близости от сирийско-турецкой границы к северо-западу от г. Алеппо. Вероятнее всего близкие геодинамические условия развития в четвертичное время были присущи и Восточным Пальмирам. Здесь в пределах блока Тадмор в среднем плейстоцене заложилась система узких грабенов ССВ направления, поперечного к общему простиранию Пальмирской зоны. На поверхности днища одного из грабенов возникла система гигантских зияющих трещин, указывающая на активное продолжение тектонических процессов на современном этапе развития региона.

Перейдем к Памиро-Гималайскому региону. На Памире в начале новейшего этапа развития ось $S_{H, \max}$, как и ранее, имела СЗ направление. На территории Гиссаро-Алая и Чаткала ось сжатия в неогене была ориентирована близмеридионально с небольшим отклонением к ССЗ. Такое направление $S_{H, \max}$ сохранялось в пределах региона по плейстоцен включительно. В Центральных Кызылкумах в неогене ось максимального сжатия было ориентировано в ЗСЗ-СЗ направлении. Таким образом, ось сжатия в пределах Памира, Гиссаро-Алая, Чаткала и Центральных Кызылкумов в конце палеогена и неогене была ориентирована практически одинаково (СЗ-ССЗ). На севере Восточного Тянь-Шаня в олигоцене и на неоген-четвертичном этапе развития ось $S_{H, \max}$ была ориентирована в ССВ направлении.

В пределах зоны сочленения Памира с Тянь-Шанем для ориентации оси сжатия в новейшее время были характерны более сложные вариации. Изменения геодинамической обстановки проявившиеся здесь в позднем мелу и в палеогеновое время продолжились и в неогене. В результате ось $S_{H, \max}$ изменила свою ориентировку: в олигоцене и неогене на востоке прогиба она была ориентирована в ССЗ направлении, на западе – на СЗ. В миоцене ось максимального сжатия сохранила ориентацию в субмеридиональном направлении с незначительным отклонением к ССВ – на востоке и к ССЗ – на западе. Установлено, что таким простиранием ось сжатия обладала, в основном, в северной части Зоны сочленения вдоль южного борта Тянь-Шаня. В районе Дарваз-Каракульского разлома ось сжатия была ориентирована на западе вдоль него в ВСВ направлении, на востоке – также вдоль разлома, но в СЗ направлении.

В плиоцене закономерность, характерная для миоценового времени, сохранилась. Ориентировка оси сжатия плиоценового поля напряжения, суммарная для всей структуры, характеризуется ССЗ направлением. В плейстоцене ориентация оси $S_{H, \max}$ вдоль Дарваз-Каракульского разлома была примерно такая же, как и в миоцене: на востоке ось сжатия была направлена на СЗ, на западе – на ВСВ.

Результаты реконструкций новейших палеонапряжений, приведенные в данной работе, не противоречат общим палеогеодинамическим представлениям о развитии центральной части Евро-Азиатского континента и сопредельных с ней территорий. Анализ результатов позволяет предполагать, что формирование Кавказско-Загросского и Памиро-Гималайского регионов в новейшее время (как и вообще в мезозой-кайнозой) обусловлено активным взаимодействием подвижных Аравийской и Индостанской плит с относительно стабильной Евразийской литосферной плитой.

Литература

1. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Эволюция альпийских палеонапряжений земной коры центральной части Евразийского континента. I. Мезозой-палеогеновый этап развития // Настоящий сборник.
2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. 1995. 480 с.
3. Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61-76.
4. Копп М.Л., Леонов Ю.Г. Тектоника Сирии // Очерки геологии Сирии. М.: Наука. 2000. с. 7.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ КАЗАХСТАНА

Х.А.Беспаяев, А.Н.Бугаяев

Алматы, Институт геологических наук, bespaev@nets.kz

Проведен анализ связей масштабов месторождений золота с палеогеодинамическими обстановками, отраженными на “Минерагенической карте Казахстана” м-ба 1:2 500 000 (Л.А. Мирошниченко, Х.Беспаяев и др., 2000 г.).

На карте выделены следующие палеогеодинамические обстановки: 1. Срединные массивы; 2. Рифты (океанические и континентальные); 3. Островные дуги (энсиматические ранней и поздней стадии и энсиалические ранней и поздней стадии); 4. Пассивные континентальные окраины; 5. Океаническое дно; 6. Внутриконтинентальные бассейны; 7. Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса (девонский и карбон-пермский с их фронтальными, центральными и тыловыми частями); 8. Зоны коллизий (симатических блоков, сиалических блоков и тектонизированных офиолитов).

227 месторождений золота Казахстана по крупности были разделены на две группы: “крупные и средние” (ресурсы золота > 10 т) и “мелкие” (< 10 т).

Анализ связей масштабов месторождений золота с палеогеодинамическими обстановками проведен с помощью проверки статистических гипотез для двух и трехфакторных таблиц сопряженности (логарифмически-линейные модели, информационные критерии).

Получены следующие статистически подтвержденные зависимости.

1. По палеогеодинамическим обстановкам месторождения золота (вне зависимости от масштаба) распределились следующим образом: Срединные массивы – 44 месторождения; Рифты – 2; Энциматические островные дуги ранней стадии – 22, поздней стадии – 10; Энциалические островные дуги ранней стадии – 12, поздней стадии – 27; Пассивные континентальные окраины – 8; Океаническое дно – 1; Внутриконтинентальные бассейны – 8; Девонский ВПП: центральные части – 14, фронтальные – 1, тыловые – 6; Карбон-пермский ВПП: центральные части – 19, фронтальные – 6, тыловые – 2; Зоны коллизий: симатических блоков – 30, сиалических блоков – 10, тектонизированных офиолитов – 7.

2. Гипотеза о зависимости крупности, масштаба месторождений золота от типов геодинамических обстановок (срединные массивы, островные дуги, вулканоплутонические пояса, зоны коллизий) отвергается.

3. Масштабы месторождений золота зависят от типа островных дуг. В энсиматических островных дугах крупных месторождений больше, чем в энсиалических;

4. На ранних стадиях энсиматических островных дуг крупных месторождений больше, чем на поздних стадиях. В энсиалических островных дугах зависимостей между масштабом месторождений и стадиями развития дуг нет.

5. В карбон-пермских вулканоплутонических поясах крупных месторождений больше, чем в девонских вулканоплутонических поясах.

6. Для карбон-пермских вулканоплутонических поясов масштабы месторождений золота зависят от частей ВПП – практически все мелкие месторождения приурочены к центральным частям ВПП. Для девонского ВПП такой зависимости не отмечается;

7. Подавляющая часть крупных и средних месторождений золота приурочены к симатическим блокам зон коллизий.

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА НА РУБЕЖЕ 2.5 МЛРД. ЛЕТ

Б.А. Блюман

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.
А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), blyuman@vsegei.sp.ru

При характеристике нелинейных металлогенических (А.Д. Щеглов) и геодинамических (Ю.М. Пушаровский) процессов, прежде всего, подчеркиваются такие их признаки как разномасштабность, разноразмерность, хаотичность, неупорядоченность, случайность и как следствие этого больше отклонения от детерминированности, линейности. Представления о нелинейности геологических процессов – естественный результат необходимости осмысления фактического материала, чем более разнообразного, тем менее укладывающегося в детерминистские, использующие принцип линейности, геодинамические и металлогенические построения.

В этой связи представляется целесообразным анализ особенностей геодинамических процессов в ранней истории Земли с использованием геологических и изотопно-геохимических данных.

В докембрийских щитах разных регионов Мира устойчиво пространственно совмещены и относительно сближены во времени (3.8-2.6 млрд. лет) базальто-мафитовые и серо-гнейсовые тоналит-трондьемит-гранитоидные (ТТГ) ассоциации. Установлена устойчивая приуроченность пород основного состава (мафических гранулитов) к основанию «разреза» древнейших серо-гнейсовых ассоциаций. Наряду с мафическими гранулитами и ультрамафитами в этих комплексах в ряде мест (Западная Норвегия) ограничено распространены эклогиты. Геолого-геофизические данные позволяют предполагать, что эклогиты, наряду с перидотитами широко распространены в верхних частях верхней мантии. Свидетельством этого могут являться геофизические данные о присутствии в ней высокоскоростных (8.6-9.0 км/сек) «домононов», фиксируемых по скоростным параметрам поверхности М [1]. Радиологическое изучение возраста эклогитов в том числе и алмазоносных, равно так же как и алмазов) показало, что их возраст близок или соответствует возрасту древнейших образований этих кратонов [2]. Уже достаточно давно, начиная с середины 80-х годов прошлого века появились работы [3,4], в которых отмечалось устойчивое присутствие в мантии океанов и континентов ряда компонентов: деплетированной (DM) и радиогенно обогащенной мантии (EMI, EMII, NIMU). Показано [5], что Sr-Nd характеристики компонента NIMU подобны характеристикам древнейших базальто-мафитовых ассоциаций; компонент EMI- соответствует породам нижней гранулит-

базитовой коры, компонент EMIII- породам верхней гранитно-метаморфической коры, а компонент DM- базальтам срединно-океанических хребтов. Необходимо при этом отметить, что компоненты EM1, EMII, NIMU устойчиво обнаруживаются в покровных базальтах континентов (CFB), так и базальтах «больших изверженных провинций» (LIP) океанов, а также в базальтах океанических островов (OIB), позволяя тем самым предполагать известное сходство отдельных участков литосферы континентов и океанов [5].

По отношению к нижнекоровому компоненту EM1 в координатах стронций-неодимовых изотопных характеристик изотопные неодимовые характеристики полярны в основных (деплетированных) и кислых (радиогенно обогащенных) гранулитах, представляющих, соответственно, нижнюю и очень нижнюю кору. При этом гранулиты, как основные так и кислые, при значительной дифференциации изотопных характеристик неодима практически недифференцированы по величинам стронциевых изотопных характеристик, что позволяет предполагать, что эклогит-гранулитовый тренд EM1 – результат существенно самарий-неодимового изотопного фракционирования при заметно подчиненной роли рубидий-стронциевого фракционирования. Рассматривая положение «околохондритового» мантийного компонента NIMU (древнейшие базальт-коматитовые ассоциации) в системе координат стронций-неодимовых изотопных характеристик, следует подчеркнуть положение этого мантийного компонента в области относительно невысоких стронциевых изотопных отношений. Такое же положение занимает и эклогит-гранулитовый тренд компонента EM1 (эклогит-гранулитовые, серо-гнейсовые ассоциации ТТГ). Все это – пространственная совмещенность и временная сближенность ТТГ и гранитоидно-зеленокаменных (ГЗО) областей наряду с изотопно-геохимическими особенностями (существенно самарий неодимовый тренд дифференциации) может рассматриваться как признак возможного сопроисхождения древнейших эклогит-гранулитовых (ТТГ) и базальт-коматитовых ассоциаций ГЗО во временном интервале 3.8-2.6 млрд. лет. Ряд петрологических, минералого- и изотопно-геохимических особенностей ТТГ и ГЗО позволяет рассматривать их становление при активной роли космогенных импактных событий, роль которых признается весьма существенной на ранних стадиях развития Земли, особенно в процессе поздних стадий аккреции [6].

На рубеже 2.5 млрд. лет резко возрастают роль глубинных петрологических процессов K-Rb-Sr геохимической специализации, так же как и скорость роста континентальной коры [7] за счет преобразования процессами гранитизации нижней коры и «приращения» к ней сверху верхней гранитно-метаморфической коры. Одновременно с этими коровыми процессами петрогенетически совокупно с ними происходит преобразование ранее сформированной верхней мантии (доменов NIMU и EM1). Вполне возможно, что именно с этими процессами в верхней мантии активно развиваются процессы калиевого метасоматоза, с которыми связано образование в мантийных перидотитах калиевых минералов: флогопита и калиевого рихтерита [8]. Характерно, что глубинные ксенолиты таких пород, содержащих рихтерит и флогопит, преобладающе распространены в щелочных базальтах последокембрийских складчатых областей, где широким распространением пользуются процессы калиевого гранитного магматизма и широко развита верхняя гранитно-метаморфическая кора. При этом мантийные ксенолиты щелочных базальтов, так же как и гранитизированные породы верхней коры на диаграмме стронциево-неодимовых изотопных характеристик, образуют «пологий» тренд, отвечающий мантийному компоненту EMII, «стремящемуся» в область повышенных значений изотопных отношений стронция при относительно «инертном» поведении изотопов неодима. Можно предположить, что на

рубеже 2.5 млрд. лет происходит кардинальная смена раннедокембрийского самариево-неодимового тренда изотопного фракционирования существенно рубидий стронциевым в сопровождении процессов глубинного калиевого метасоматоза и процессов калиевой гранитизации и гранитообразования в земной коре. Эти процессы могут быть связаны с процессами эндогенной глубинной дифференциации, происходящими в системе ядромантия-земная кора, сменяющимися на этом временном рубеже (2.5 млрд. лет) существенно экзогенные (космогенные) процессы преобразования мантии и образования нижней и ранней эколгит-гранулитовой коры.

Таким образом в ранней истории Земли могут быть выделены и охарактеризованы две мегастадии, первая из которых началась еще в течение стадии тяжелой лунной бомбардировки после 3.9 млрд. лет, характеризовалась проявлением существенно космогенной геодинамики, когда формировались первичные нижняя протокора и верхняя протомантия при существенной роли самарий-неодимового тренда изотопно-геохимической дифференциации. Вторая мегастадия, в начале которой впервые на рубеже 2.5 млрд. лет формируется палеопротозойский вулканогенно-осадочный чехол, фиксирует кардинальную смену геодинамики-преобладающее проявление эндогенных процессов глубинной дифференциации при главенствующей роли процессов калиевого протогенеза и рубидий стронциевого изотопного фракционирования.

Литература

1. Суворов В.Д., Балашкин Г.Д., Корзилов А.Н. и др. //Тр. ЦНИГРИ, вып.237, М., 1989.
2. Pearson D., Carlson G., Shirey S. et al. //Earth Planet Sci. Letters (EPSL), 1995, V.134, P.341-357.
3. Hart S. // EPSL, 1988, V.90, P.273-296.
4. Zindler A., Hart S. //Ann. Rev. EPSL, 1986, P.493-571.
5. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных), // СПб. Изд. ВСЕГЕИ, 1998, 152 с.
6. Тейлор С.Р., Мак Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. //М., Мир, 1988, 384 с.
7. Блюман Б.А. //Докл. РАН, 2002, т.384, №2, С. 243-245.
8. Hawkesworth C., Compton P., Rogers N. et al. //EPSL, 1990, V.3/4, P.256-268.

МАГМАТИЗМ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЦИКЛАХ

Н.А. Божко

Москва, геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, bozhko@yandex.ru

Магматизм мантийных плюмов в истории Земли. Региональный обзор

Выявлены планетарные эпизоды проявления магматизма мантийных плюмов в геологической истории на основании анализа распределения во времени коматитов, траппов, основных дайковых комплексов и расслоенных интрузий:

120-80 млн. лет – образование океанических плато Онтонг Джава, Манихики, Натуралист, траппы Деккан, Мадагаскара и др.

320-250 млн. лет – траппы Южной Америки, Европы, Африки, Сибири, Антарктиды, Австралии и др.

470- 380 млн. лет – девонский магматизм платформ.

600-500 млн. лет дайковые комплексы Восточной Антарктиды, Зимбабве, Норвегии, юго-восточного склона Канадского щита, расслоенные интрузии Байкало-Муйского пояса, траппы плато Антрим в Австралии.

800-700 млн. лет - траппы Франклин и дайки Маккензи кратона Сьюпириор, долериты Малани Индии и Сейшельских островов дайковый комплекс Сарек Швеции,

магматизм связанный с рифтами Северных Аппалачей, дайковый комплекс Мандин Велл кратона Пилбара, дайковый комплекс Герднер, Амата, ультрамафит-мафитовые комплексы Байкало- Муйского пояса и Южного Китая.

970-870 млн. лет - базальты группа Байш-плато Аравийско-Нубийского щита, основные силлы Учуро-Майского района, дайки и силлы с возрастом 945-985 млн. лет Алданского щита и др.

1170-1100 млн. лет - магматизм рифта Мидконтинента, дайки Абитибид, расслоенные интрузии Ляно, габбро провинции Гренвиль, дайки Зимбабве, расслоенный комплекс Джилс и крупные дайковые комплексы Стюарт и Кулгера Центральной Австралии и др.

1300-1220 млн. лет: дайковые комплексы и интрузии Маккензи, Седбери, Сил Лейк, Коппермайн Ривер, Маскок Северной Америки, дайки Субитотния Финляндии, долериты Центрально- Скандинавской группы Швеции и оливиновые габбро Западной и Южной Норвегии, дайки Восточной Антарктиды, Кибарские расслоенные интрузии и др.

1480- 1400 млн. лет - траппы Куддапа, долериты Прикарасноморья, траппы Австралии, магматизм Гвалиор- Биджавар, комплекс Алмкловдейн Норвегии, интрузия Шабогамо провинции Гренвиль и др.

1700-1600 млн. лет: толеитовые дайки Тандила и Флорида кратона Рио де ла Плата, вулканиты Голер Рейндж Австралии, расслоенная интрузия Никеландиа Центральной Бразилии, комплекс основных даск Тайхан Северо-Китайского кратона.

1900-1800 млн. лет: дайки Восточной Антарктиды, долериты Харт впадины Кимберли, метабазаальты Рампур в СЗ Гималаях, интрузия Седбери, траппы Машоналенд кратона Зимбабве и др.

2200-2100 млн. лет - дайковые комплексы Нипписинг, Магуйр и Сеннеттере кратона Сьюпириор, дайки марафон, лавы р. Оранжевой, дайки кратона Зимбабве, плюмовый вулканизм Далбум (пров. Сингбум), гипабиссальные толеитовые интрузии и дайки, крупный дайковый комплекс в фундаменте Северной Карелии и Восточной Финляндии, интрузивный комплекс Бушвельд, плюмовые магматиты Унгава Бей, Бискотейсинг и Мак Кей кратона Слейв, древние толеитовые базальты Бирримия, дайки и силлы метадиабазов Алданского щита.

2350 млн. лет – долеритовые дайки Восточной Антарктиды и др.

2550-2400 млн. лет - гигантские дайки Матачеван и Мистассини кратона Сьюпириор, дайковый комплекс Скури кратона Льюис, плюмовый субаэральный вулканизм в формации Данжори (Сингбум), Великая дайка Зимбабве, интрузии блока Йилгарн, толеитовые дайки Вестфолд в Антарктиде, дайковый комплекс Бангалор кратона Дарвар, базальты-траппы Гуруна, расслоенные интрузии, траппы и дайки Карельского кратона, дайковый комплекс Птармиган блока Минто, основной- ультраосновной магматизм Беломорского пояса, формирование крупной магматической провинции Хамерсли в Австралии.

2770-2650 млн. лет отражен в одном из самых важных плюмовых событий в истории Земли-2.7 млрд. лет: пики траппов и океанских плато-базальтов зеленокаменных поясов, толеитовые базальты супергруппы Вендерсдорп, основные дайки кратона Пилбара, долеритовые дайки Западной Гренландии, плюмовый магматизм впадины Трансвааль, комплекс Стиллиутер, габбро-нориты Тупой губы северо-западного Беломорья, плюмовый вулканизм группы Фортеские впадины Хамерсли, траппы в группе Чехла Центрального Слейва, базальты и коматиниты провинции Сьюпириор.

2900-2844 млн. лет - расслоенный комплекс Щербинина Восточной Антарктиды, базальты и коматиниты зеленокаменных поясов Сумозеро и Кенозеро Карелии, Ламби

Лейк, Стип Рок кратона Сьюпириор, группы Бабабудан пров. Дарвар, траппы Усушвана, расслоенные комплексы Ситтампунди и Бхавани южной Индии и др.

3150-3000 млн. лет - расслоенные комплексы Алданского щита с возрастом 3000 млн. лет и др.

3300-3085 млн. лет – расслоенный комплекс Мессина

3500-3400 млн. лет - норитовая дайка Исуа, расслоенные тела ортоамфиболитов и метаспироксенитов Алданского щита с возрастом 3460 млн. лет, дайковые комплексы Амералик и Тарссартек Западной Гренландии

Эпохи магматизма мантийных плюмов и их продолжительность. Таким образом, вырисовываются достаточно отчетливо временные интервалы в течение истории Земли, отвечающие глобальной активизации магматизма мантийных плюмов, что указывает на его эпизодичность. Продолжительность данных интервалов – 40, 30, 70, 100, 70, 80, 80, 100, 150, 120, 60 млн. лет. Следует отметить, что внедрения гигантских дайковых комплексов представляют собой крупномасштабные кратковременные магматические события, в противоположность дайковым полям меньших рамеров но имеющим большой интервал времени своего становления.

Происхождение и развитие магматизма мантийных плюмов в свете концепции суперконтинентальной цикличности. Данные современной геотектоники свидетельствуют о периодическом возникновении и распаде суперконтинентов в истории Земли. Автором был установлена суперконтинентальная цикличность с циклом продолжительностью 395 (400) млн. лет, состоящим из двух периодов: собственно суперконтинентального (160 млн лет), отвечающего существованию слитного суперконтинента, и межсуперконтинентального (235 млн лет), во время которого отдельные континенты, разделены молодыми океанами [1]. Указанные периоды, в свою очередь, содержат стадии, различающиеся по своему тектоническому содержанию.

Собственно суперконтинентальный период имеет раннюю стадию, продолжительностью 90 млн. лет, в течение которой окончательно завершается интеграция континентальных фрагментов, происходят последние коллизионные приращения к основной массе, уже обозначившегося суперконтинента, идут постколлизионные процессы.

Поздняя стадия этого периода продолжительностью в 70 млн. характеризуется зарождением тенденции к деструкции суперконтинента, что выражается в развитии континентального рифтогенеза, отдельных проявлениях траппового магматизма, формировании расслоенных и дайковых комплексов. Указанные стадии разделены кратковременной кульминацией, состоянием равновесия между интеграционными и деструкционными процессами внутри суперконтинента

Межсуперконтинентальный период также разбивается на две стадии. В раннюю стадию продолжительностью в 85 млн. лет отношение спрединга к субдукции имеет максимальное значение. Происходит активное раскрытие молодых океанов, на континентах продолжается излияние траппов, а в океанах формируются океанические плато.. Во вторую стадию (165 млн. лет) начинают преобладать тенденции закрытия океанов и слияния континентов. Отношение спрединга к субдукции вновь приближается к минимальному значению. Процессы конвергенции заканчиваются континентальными коллизиями и объединением нескольких ранее автономных континентов в новый суперконтинент, полное оформление которого происходит в начале очередного собственно суперконтинентального периода.

Эпохи плюмового магматизма в структуре суперконтинентального цикла. При нанесении полученных в данной работе результатов на шкалу рассматриваемой суперконтинентальной цикличности выявляется закономерное проявление двух

эпизодов плюмового магматизма в течение одного цикла. При этом ранний эпизод происходит в суперконтинентальную эпоху, а поздний- в межсуперконтинентальную. Так, новейшем суперцикле [320- (+80)] млн. лет отмечается два эпизода мантийного плюмового магматизма. 80-120 млн. лет и 320-350 млн. лет. Тектонические обстановки этих событий весьма отличаются между собой. Первый происходил во время распада Пангеи, тогда как второй – в условиях этого новообразованного слитного суперконтинента. Анализ имеющегося материала по докембрию обнаруживает близкую картину практически во всех предыдущих циклах: 320-715, 715-1100, 1100-1505, 1505-1900, 1900-2295, 2295-2690, 2690-3085, 3085-3480 млн. лет. Таким образом, в течении суперконтинентального цикла происходят два основных плюмовых события: ранний- в начале цикла и поздний – в эпоху его завершения.

Возможные причины магматизма плюмов в течение суперконтинентального цикла. Можно предположить, что второй эпизод, по- видимому, провоцируется субдукциями, распространенными в эту стадию суперконтинентального цикла, тогда как первый возникает за счет теплового одеяла суперконтинентальной литосферы.

Отмечается связь между мантийными плюмами, рифтингом и распадом. Накопление мантийного тепла под толстой и протяженной литосферой суперконтинента порождает поднятие поверхности суперконтинента, затем его раскалывание континентальными рифтами, сопровождаемое активностью плюмов и излиянием плато-базальтов, далее переход рифтинга в спрединг и распад суперконтинента [2]. С распадом суперконтинента действие плейт тектоники возобновляется. Развитие конвергентных процессов приводит к погружению холодных субдуцируемых слэбов через мантийную границу в 670 км, что провоцирует образование глубоких плюмов на разделе D и плавление подлитосферной мантии. С таким процессом связан среднемировой вулканизм, приведший к формированию океанских плато Тихого и Индийского океанов. [3]

Выводы.

1) Магматизм мантийных плюмов носит эпизодический характер, согласующийся с суперконтинентальной цикличностью. Всего с рубежа 3.5 млрд. лет насчитывается 19 пиков главных событий этого плана.

2) В пределах одного суперконтинентального цикла (400 млн. лет) имеют место два основных проявления плюмового магматизма. Первое происходит в период существования слитного суперконтинента, предшествуя его распаду, и продолжаясь в начале последнего ; второе- приурочено к межсуперконтинентальному периоду и тяготеет к его заключительной стадии (конвергенции).

3) Ранее проявление плюмового магматизма обусловлено накоплением тепла под суперконтинентом и действием плюмов, поднимающихся от границы ядра и мантии; Позднее проявление связано с погружением слэбов, провоцирующих подъем плюмов от границы 670 км.

Литература

1. Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли. Материалы научного совещания «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия», Иркутск, 2001, с. 33-36.
2. Anderson D.L. 1994. Superplumes or supercontinents? *Geology*, v. 22, p.39-42.
3. Larson R.L. and Kincaid C. Onset of mid-Cretaceous volcanism by elevation of the 670 km thermal boundary. *Geology* 1996. 24.no 6, p.551-554.

РАННЕКИММЕРИЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ОКРАИНЫ ТЕТИС

С.Н.Болотов

Москва, МГУ им. М.В.Ломоносова, Геологический факультет, bsn@sbmg.geol.msu.ru

В конце перми в результате позднегерцинского тектогенеза вдоль южных окраин Восточно-Европейского палеоконтинента сформировался Эвксинский орогенный пояс [9]. Начиная с раннего триаса область орогена подверглась интенсивному растяжению, в результате чего в Черноморско-Кавказском регионе заложился ряд рифтовых бассейнов. К концу юрия практически все рифтовые ранне-среднетриасовые бассейны закрылись и были вовлечены в раннекиммерийские деформации, что привело к формированию вдоль практически всей Восточно-Европейской окраины Тетис нового орогенного пояса, т.е. в раннекиммерийском тектоническом цикле развития Черноморско-Кавказского региона ясно выделяются два этапа: рифтовый и орогенный.

Рифтовый этап. Начавшийся в начале триаса рифтинг вдоль южных окраинах Европейского палеоконтинента повлек за собой общее опусканию территории и развитие обширной трансгрессии океана Тетис на север. В современной структуре Черноморско-Кавказской области отложения триаса представлены достаточно широко, но они локализованы в изолированных друг от друга областях, что явилось результатом их эрозии на рубеже триаса и юры и, частично в юре и мелу.

В пределах Скифской платформы сохранились Восточно-Маньчешский, Каясулинский, Моздокский, Северо-Крымско-Азовский и Ново-Федоровский рифтовые бассейны. Отложения триаса залегают на дислоцированных и частично метаморфизованных породах палеозоя, что свидетельствует о значительной предтриасовой эрозии Эвксинского орогена. В Восточном Предкавказье триасовые отложения представлены в основном терригенно-карбонатными образованиями, которые накапливались в рифтогенных впадинах. На приподнятых межрифтовых блоках развивались рифовые постройки, формируя карбонатные платформы [4]. Рифтогенез сопровождался бимодальным базальт-риолитовым вулканизмом [7]. К югу, в пределах современной области Восточного Кавказа располагался склон пассивной окраины, на уступах и у подножья которого накапливались турбидиты Моздокского бассейна [9].

Для Западного Предкавказья, Азова и Крыма устанавливаются три крупных рифтовых бассейна: Северо-Крымско-Азовский, Ново-Федоровский и Горно-Крымский, а также разделяющие их межрифтовые поднятия: Новоселовско-Новоцарицинское и Зуйское [6, 9]. В рифтовых трогах накапливалась турбидитовая песчано-аргиллитовая толща, а на поднятиях – мелководные рифовые известняки. Ранне-среднетриасовая история Горнокрымского бассейна может рассматриваться только как гипотеза, т.к. в пределах Горного Крыма самые древние отложения триаса имеют предположительно карнийский возраст [5]. Однако, если принять во внимание строение триасовых разрезов комплексов Кюре в Центральных Понтидах и Каракая зоны Сакарья [10], где известны триасовые офиолиты, то Горнокрымский бассейн должен был представлять склон пассивной континентальной окраины.

Результаты количественного моделирования истории развития осадочных бассейнов Скифской платформы [1, 2] показали, что ранне-среднетриасовое интенсивное тектоническое погружение было дифференцированным и во времени, и по площади, что свидетельствует о неравномерном воздействии на регион растягивающих напряжений. Объяснение этому, по-видимому, нужно искать в особенностях строения и

развития субдукционной системы вдоль северной окраины Тетис, в тылу которой, вероятно, и формировались рифтовые бассейны Скифо-Кавказского региона.

На Западном Кавказе отложения триаса уверенно подразделяются на три формации: индско-анизийскую терригенно-карбонатную, ладинско-карнийскую терригенную и норийско-нижнерэтскую карбонатную. Первая и последняя представлены в основном рифовыми известняками, маркирующими внешнюю бровку шельфа [3], за которой начинался континентальный склон и глубоководная часть Тетис. Историко-геологическая интерпретация терригенной формации (сахрайская серия) в контексте общего сценария развития региона пока остается не совсем понятной.

Особое положение в ряду триасовых бассейнов занимает Сванетский бассейн. Он сложен в основном сланцами и песчаниками дизъюнктивной серии. Высокая степень дислоцированности пород и метаморфизованность делают изучение дизъюнктивной серии весьма затруднительным. В отложениях серии найдена фауна от среднего девона до нория. На основании этого предполагалось непрерывное развитие глубоководного бассейна, начиная с девона и до конца триаса. Позже выяснилось, что часть палеозойской фауны была собрана из глыб. Это дало возможность предположить, что Сванетский бассейн в триасе развивался как новообразованная глубоководная впадина, в которую гравитационно оползли блоки с палеозойской фауной, то есть Сванетский бассейн, как и триасовые бассейны Скифской платформы, был частью системы триасовых рифтогенных бассейнов [8, 9]. Однако и это не последняя из возможных интерпретаций.

В Северной Добрудже фаза рифтинга началась в конце инда, а с конца оленекского века стала сопровождаться активными проявлениями бимодального вулканизма и продолжалась до середины анизия. Максимум магматической активности пришелся на начало анизия, когда произошли мощные излияния толеитовых пиллоу-базальтов в осевой зоне рифта. Лавы перекрыты пелагическими карбонатами, что свидетельствует об относительно глубоководном характере ранне-среднетриасового бассейна с возможными участками с океанической корой. Начиная с ладиния, Северодобруджинский бассейн испытывал пострифтовое погружение. Вместе с тем, не исключено, что уже в позднем карнии южный борт бассейна был вовлечен в орогенические движения. Однако, это могло произойти и позже - вплоть до геттанга. Корректных данных на этот счет нет.

В Понтидах также имеются свидетельства о существовании в раннем и среднем триасе останков рифтогенеза. В Центральных Понтидах (комплекс Кюре) существовал рифтогенный бассейн Кюре с пермо-триасовыми офиолитами. Данные геохимических исследований указывают на их задуговую надсубдукционную природу [10]. Этот рифтогенный бассейн перекрыт терригенным флишем верхнего триаса - средней юры (нерасчлененные). Южнее Западных Понтидов, в зоне Сакарья, в составе комплекса Каракая также присутствуют пермо-триасовые офиолиты и эти образования интерпретируются как пермо-триасовый комплекс рифтогенного задугового бассейна, по возрасту синхронного с бассейном Кюре.

Геодинамическая интерпретация происхождения ранне-среднетриасовых рифтовых бассейнов Восточно-Европейской окраины Тетис может быть двоякой. Известно, что триасовый рифтогенез охватил огромные пространства Пангеи. Это может быть объяснено глобальной реорганизацией мантийных течений и, как следствие, коренным изменением кинематики литосферных плит, повлекшей глобальную фазу растяжения. С этих позиций развитие рифтовых бассейнов Черноморско-Кавказского региона хорошо вписывается в общую картину тектонического развития. С другой стороны, не исключено, что описанные бассейны

развивались в обстановке задугового растяжения. Какой из вариантов является верным еще предстоит решить.

Орогенный этап. Раннекиммерийская орогения охватила обширный район от Мэзии на западе до Каспия на востоке. Она проявилась в поясе Странжа, в Северной Добрудже, в Крыму, Понтидах, на Западном Кавказе, Предкавказье, Эльбрусе. Однако вовлечение областей в складчатость происходило не одновременно. Первые признаки приближающейся орогении проявились уже на рубеже анизия и ладиния на Западном Кавказе. В карнии в результате коллизии Киммерийского микроконтинента (включавшего современные Центрально- и Восточноиранские блоки) с центрально-кавказской окраиной Тетис закрылся Сванетский бассейн. Континентальные блоки Восточных Понтид были аккрецированы к южному краю Скифской платформы. Одновременно с этим началась орогения в Предкавказье. Вместе с тем в нории еще продолжал существовать глубоководный бассейн Южного Крыма – Кюре и возможное его продолжение – трог Северной Добруджи. В нории вдоль осевой части Скифской платформы (через все Предкавказье в Степной Крым) начинает развиваться магматический пояс андийского типа с известково-щелочным вулканизмом. К концу нория практически все ранне-среднетриасовые рифтовые бассейны закрываются (сохранился лишь в осевой части остаточный бассейн Северной Добруджи). Предкавказская магматическая дуга отмирает и в пределах всего Черноморско-Кавказского региона возникает раннекиммерийский ороген, ознаменовавший завершение одноименного тектонического этапа развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 02-05-64411-а.

Литература

1. Болотов С.Н. Мезозойско-кайнозойская история Скифской платформы и количественные характеристики основных этапов развития по данным компьютерного моделирования // Дисс. на соискание уч. степ. к.г.-м.н. Москва. МГУ. 1996. 214 с.
2. Болотов С.Н. Применение одномерного геосторического анализа на примере изучения истории Скифской платформы // В кн. Геосторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. Гл. ред. Н.В. Межеловский. – М., 1999. 524 с. (МНР РФ, ЦРГЦ, Геокарт, МГУ). С. 300 – 307.
3. Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкий В.А. Триасовые карбонатные формации Западного Предкавказья // В кн. Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986, с. 104-114.
4. Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Швыдко Н.И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты – формации и нефтегазоносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983, с. 123-151.
5. Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона: Сб. докл. Симферополь: «Таврия-Плюс», 2001, с. 127-134.
6. Славин В.И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1986. Т.61, вып. 6, с. 46-50.
7. Тихомиров П.Л., Назаревич Б.П. Триасовый магматизм восточной части Скифской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2001, т.76, вып. 5, с. 55-68.
8. Nikishin A.M., Cloetingh S., Bolotov S.N., Baraboshkin E.Yu. et al., 1998 — Scythian Platform: chronostratigraphy and polyphase stages of tectonics. In: S.Crasquin-Soleau & E. Barrier (eds). Peri-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. Mem. Mus. natn. His. nat., 177: 151–162. Paris.
9. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P. et al., 2001. — Mesozoic and cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson & Crasquin-Soleau (eds), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. natn. Hist. nat. 186: 295–346. Paris
10. Ustaömer T., Robertson A.H.F., 1997. – Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In: A.G. Robinson (Ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 68: 255–290.

ГЕТЕРОГЕННАЯ ПРИРОДА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

С.А.Борняков, А.Н.Адамович, А.В.Черемных

г.Иркутск, Институт земной коры СО РАН, bornyak@earth.crust.irk.ru

Вопрос механизма формирования Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на сегодняшний день однозначно не решен. На протяжении нескольких десятилетий разными исследователями предлагались разные теоретические модели её развития, содержание которых определялось качественным уровнем фактологической базы и доминирующими геотектоническими гипотезами. Широкомасштабные плановые исследования, проведенные в 70-80-х годах коллективами геологов и геофизиков из разных академических и ведомственных институтов позволили расширить представления о глубинном строении БРЗ, её сейсмичности, разломно-блоковой структуре и особенностях напряженного состояния, вулканизме, стратиграфии кайнозойских отложений во впадинах, геоморфологии. С момента открытия аномальной мантии под БРЗ в вопросе интерпретации механизма её формирования стали доминирующими две взаимоисключающие точки зрения. Сторонники первой из них принимали за источник рифтогенного растяжения активный механизм, обусловленный однонаправленным растеканием аномальной мантии в Ю-В направлении [1 и др.], тогда как сторонники второй точки зрения связывали природу этого растяжения с Индостанской коллизией или, планетарными пульсационными процессами и другими энергетическими источниками, находящимися за пределами зоны рифтогенеза [2 и др.]. Остропа многолетней дискуссии между сторонниками этих двух подходов к трактовке механизма формирования БРЗ постепенно ослабевала, выходя на путь компромисса по мере совершенствования методической и аппаратной базы исследований и получения новой геолого-геофизической информации. С ростом изученности структуры и геодинамики Центральной Азии на пространстве от южной оконечности Сибирской платформы до Гималайского коллизийного фронта дискуссия о доминировании в формировании БРЗ внешних или местных тектонических сил вылилась в признание взаимодействия внешнего и местного энергетических источников в кайнозойском рифтогенезе Восточной Сибири. В настоящее время большинство исследователей, считая, что БРЗ формировалась под влиянием активного и пассивного механизма, расходятся во мнениях на временную последовательность их действия и ведущую роль. Одни считают, что пассивный механизм являлся только стартовой первопричиной рифтогенного процесса, уступив впоследствии место активному механизму, другие придерживаются противоположной точки зрения. При этом нет также и единства во взглядах на характер мантийного воздействия на подошву литосферы. По мнению одних конвективные течения имеют место в пределах аномальной мантии под всей БРЗ, по мнению других они сосредоточены в трех пространственно разобщенных плюмах. Существуют разногласия и в трактовке морфологогенетической принадлежности разных сегментов БРЗ. Вследствие изменчивости её простираения вектор растяжения располагается близортогонально только в пределах Средне-Байкальской, Баргузинской и Чарской впадин, что служит основанием относить их к собственно рифтовым. В пределах же Ю-З и С-В флангов вектор растяжения ориентирован под углом к их генеральному простираению, обуславливая появление наряду со сбросовой компонентой по основным структурообразующим разломам значительной сдвиговой составляющей. Такая пространственная ориентировка вектора растяжения допускает двойственную интерпретацию кинематики флангов БРЗ. Одни трактуют их как косой рифтинг [1 и др.],

другие как трансформные разломы типа "рифт-рифт". В последней кинематической схеме растяжение в Байкальской впадине трансформируется в левосторонние сдвиги на флангах, которые в свою очередь на своих дистальных окончаниях снова трансформируются в растяжение в Чарской впадине на С-В и Хубсугульскую, Дархатскую и Бусингольскую на Ю-З. Байкальская впадина при такой кинематической схеме классифицируется как "пулл-апарт" структура. Что касается самого процесса формирования БРЗ, то общепринято его деление на две неравноценные по продолжительности, степени тектонической активности и структурообразующей роли стадии. Первая стадия медленного рифтогенеза стартовала в эоцене-олигоцене и продолжалась до конца среднего миоцена. При этом рифтовый процесс начался в Южно-Байкальской впадине и постепенно распространялся от неё на Ю-З и С-В. При этом процесс рифтогенной переработки литосферы в этих двух направлениях отличался по интенсивности, скорости и времени протекания. Вторая стадия быстрого рифтогенеза начавшаяся около 8 млн. лет назад продолжается в настоящее время. Имеющиеся на сегодняшний день геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что и в пределах стадий следует выделять подстадии или этапы, отличающиеся по степени тектонической активности и типам напряженного состояния. Так геохронологические оценки проявления кайнозойского вулканизма в разных частях БРЗ показывают пространственно-временную дискретность этого процесса. При этом его активизация на Ю-З фланге нередко сопоставима по времени с активизацией тектонических процессов в Тибетско-Гималайском сегменте зоны Индостанской коллизии, а на С-В фланге - с активизацией движений Тихоокеанской плиты. Подобная корреляция позволяет говорить о причинно-следственной взаимосвязи этих трех пространственно разобренных процессов.

Структурно-геологические исследования, базирующиеся на серии тектонофизических методов (методы Даниловича, Гзовского, Анжелье и др.) указывают на неоднократную смену напряженного состояния в пределах БРЗ, начиная с позднего олигоцена. Опубликованные результаты стресс-анализа показывают, что в интервале с позднего олигоцена до настоящего времени напряженное состояние в пределах разных сегментов БРЗ менялось несколько раз [3,4]. При этом отмечается, что первоначальная активизация тектонических движений в БРЗ происходила в условиях С-СВ сжатия. Это согласуется с результатами изучения разломной тектоники, показывающими раннекайнозойскую активизацию надвигов в Тункинских гольцах на Ю-З фланге, Посольского надвига на Ю-В борту Средне-Байкальской впадины и надвигов в Кадарском и Удоканском хребтах на С-В фланге [5]. Результаты детального сейсмопрофилирования осадочного наполнения Южно-Байкальской впадины позволяют говорить, о проявлении эпизодов сжатия вплоть до плейстоцена.

В зоне Индостанской коллизии в течение кайнозоя превалировало субмеридиональное сжатие. Лишь в позднем миоцене выделяется кратковременный интервал его смены на субширотное растяжение [6]. Более частые вариации напряженного состояния выявлены для зоны сочленения Евразийской и Тихоокеанской плит. По данным разных исследователей в её пределах фиксируются периодическая смена субширотного сжатия на субширотное растяжение [7].

С учетом вышеизложенной информации авторами проведено экспериментальное исследование направленное на выяснение возможных геодинамических обстановок в разных сегментах БРЗ, возникавших при разных вариантах кооперативного действия удаленных и местных энергетических источников. Исследование базировалось на методах физического, оптического и математического моделирования. В последнем случае использован метод конечных элементов. Полученные в процессе выполнения разновариантного моделирования результаты носят пока предварительный характер, но

тем не менее позволяют констатировать, что все описанные выше энергетические источники вносят свой вклад в развитие БРЗ. При этом субмеридиональное сжатие, порождаемое Индостанской коллизией в большей степени оказывает влияние на Ю-З фланг и центральную часть БРЗ, тогда как к субширотному сжатию от Тихоокеанской плиты более чувствителен её С-В фланг. При встречном движении Индийской и Тихоокеанской плит результирующий эффект их действия проявляется в блокировании рифтогенных процессов в БРЗ. Оптимальные условия для проявления последних реализуются при действии субмеридионального сжатия со стороны Индостана и субширотного растяжения в районе сочленения Тихоокеанской и Евразийской плит. При такой динамике плит в БРЗ возможна реализация пассивного механизма, которая вероятно имела место в рамках первой стадии медленного рифтогенеза. В других ситуациях для проявления рифтового режима необходимо наличие дополнительных местных энергетических источников, в роли которых выступают локальные подлитосферные мантийные плюмы. Их существенный вклад в рифтогенный процесс, согласно геолого-геофизическим данным, мог проявиться только во вторую стадию быстрого рифтогенеза.

Проведенное экспериментальное исследование позволяет рассматривать БРЗ как сложную структуру, с неоднородным геодинамическим режимом развития разных её сегментов. Механизм её формирования не может быть решен однозначно в пользу активного или пассивного механизма. Инициация рифтового процесса, согласно [8] могла быть обеспечена термальным разогревом литосферы. Этот энергетический источник не может быть отнесён ни к одному из упомянутых механизмов в их классическом понимании. На стадии медленного рифтогенеза в зависимости от совокупного результата действия удаленных источников отдельные сегменты БРЗ в рамках отдельных этапов, как показывает моделирование, могли развиваться как пассивные рифтовые структуры. Что касается стадии быстрого рифтогенеза, то в условиях действия в её рамках всех энергетических источников можно говорить только о терогенной природе БРЗ на этом временном интервале её эволюции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 03-05-65276, 01-05-97226.

Литература

1. Logachev N.A., Rogozhina V.A., Solonenko V.P., Zorin Yu.A. Deep structures and evolution of the Baikal Rift Zone // *Tecton. And Geophys. Continent. Rifs. Ser.C.Math. and Phys. Sci.* 1978. V.37. P.49-62.
2. Molnar P.A., Tapponier R. Cenozoic tectonics of Asia:effect of continental collision // *Science.* 1975. V.189. № 4201. P.419-426.
3. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhch V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // *Tectonophysics.* 1997. V. 282. P.1-38.
4. Парфесвец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // *Тихоокеанская геология.* 2002. т.21. №1. С.14-28.
5. Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // *ДАН СССР.* 1972. т.205. №4ю С.920-923.
6. Mercier J.L., Armijo R., Tapponier P., Carey-Gailhardis E., Tomg Lin H. Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in Southern Tibet during the India-Asia collision // *Tectonics,* 1987, v.6, pp. 275-304.
7. Маслов Л.А., Романовский Н.П. К проблеме тектонической активности тихоокеанского сегмента Земли // *Тихоокеанская геология,* 1995, т.14. №2, с.3-12.
8. Иванова С.В., Адамович А.Н. Континентальный рифтогенез: специфика формирования депрессий на начальной стадии развития (математическое моделирование) // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Том 1.-М.: ГЕОС, 2003.- с. 235-238.*

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С.Бочкарев, А.М.Брехунцов, Н.П.Деценя
Тюмень, Сибирский Научно-Аналитический Центр, sibnac@sibtel.ru

Эпохи формирования Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна – в количестве трех-четырех, обычно выделяются несколько условно, так как в одно и то же время на его площади часто имели место разные геодинамические режимы, которые затем преобладали почти повсеместно. Первая эпоха – это время формирования триасовых рифтовых впадин, вторая – койлогенная, то есть период регионального прогибания гетерогенного основания и формирования мезозойско-палеогенового чехла с его нефтегазоносными структурами. Третья эпоха отвечает неотектоническим движениям регионального воздымания бассейна и его окружения. В конце неогена и в четвертичное время началось опускание территории с образованием Карского моря – четвертая эпоха.

За весь период пятидесятипятилетних целенаправленных ГРП в Западной Сибири открыто 750 месторождений нефти и газа, включающих не одну тысячу залежей. Изученность нефтегазоносной провинции с помощью геолого-геофизических методов достаточно высокая, поэтому можно охарактеризовать геодинамические обстановки формирования месторождений, ответить на ряд вопросов.

Эпохе формирования триасовых рифтогенных структур предшествовала мощная пермь-раннетриасовая кратонизация земной коры и сопутствующая ей пенепленизация складчатых гор Урало-Алтайского орогена и примыкающих частей древних платформ, подвергшихся синорогенезу [1]. На крайнем севере уралид и алтаид осадочный чехол начал формироваться уже в средне-позднетриасовое время. В юрское время региональное прогибание продолжалось по центробежной схеме и завершилось в конце палеогена, местами даже в начале неогена (рисунок). При этом геодинамический аспект характеризуется еще двумя важными параметрами. Как только новые территории втягиваются в прогибание, они, как правило, участвуют в интенсивных пликтивных дислокациях, а низы чехла – разогреваются. Последнее доказывается тем, что на кривых катагенеза только в низах чехла в скользящем режиме от триаса до неокома наблюдаются повышенные значения R_0 . Это явление открыл и описал П.Трушков и мы его называем «эффектом Трушкова». Таким образом, там, где на фундаменте залегают нижнемеловые отложения, нижние 100-200 м разреза характеризуются повышенным катагенезом. Если фундамент перекрывается верхней или средней юрой, то соответственно эта часть разреза имеет более жесткие катагенетические характеристики и так далее до триаса включительно.

Из этого мы делаем вывод, что региональное прогибание сопровождается увеличением теплового потока, а это, в свою очередь, связано с разогреванием мантии, которое обусловлено течением вещества или тепловыми движениями, струйной конвекцией. Таким образом, это своего рода плюмы, не вырвавшиеся из мантии, а скользящие ниже кровли земной коры с севера на юг. Судя по палеогеографическим картам и схемам изопахит, источников этих конвекционных течений было два. Один располагался в области Верхоянской геосинклинали и второй – в пределах Карского моря или еще севернее – в районе Земли Франца-Иосифа, где известен морской триас.

Вероятно, аналогичное подкоровое течение происходило и на Туранской геосинеклизе, но оно было направлено с юга на север от Мангышлакской геосинклинали и Тетиса.

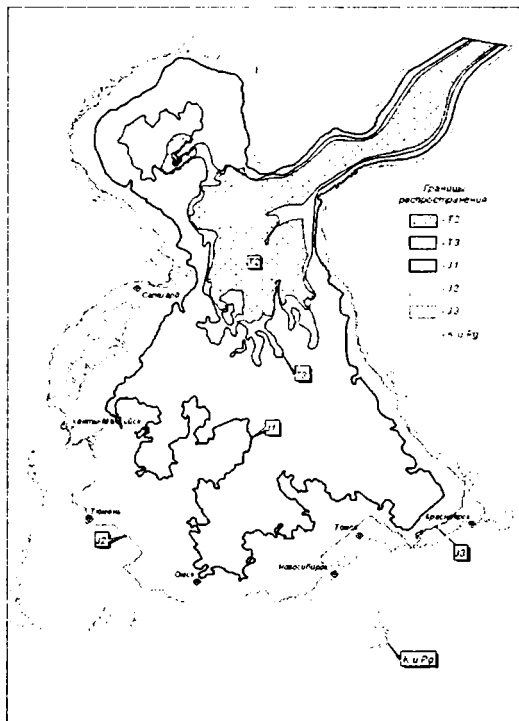


Схема зон распространения мезо-кайнозойских отложений Западной Сибири

Таким образом, указанные платформенные депрессии являются пригеосинклинальными и имеют с ними некоторое родство. Судя по тому, что в триасе и в ранне-среднеюрское время между Западно-Сибирской и Туранской геосинклизмами располагался аркогенный пояс поднятий, а не прогиб, можно предполагать, что встречные подкоровые течения после столкновения уходили вниз, в глубокие слои мантии. Время движения указанных течений определяется по длительности центробежного прогибания, то есть от среднего триаса до начала неогена и равно приблизительно 200-210 млн. лет. Следовательно, конвекционная ячейка перестроилась или исчезла за 200 млн. лет.

Предполагая, что в Западной Сибири максимальным тепловым потокам соответствовали наибольшие скорости прогибания, можно считать, что значительный разогрев пород чехла продолжался до конца мелового периода, а местами до эоцена, но максимум его, кроме скользящего при формировании базальных слоев чехла, приходится на среднеюрско-сеноманское время. В соответствии с этим находится стратиграфический диапазон залежей нефти и газа и их исчезновение к окраинам бассейна седиментации. Этим мы объясняем этаж промышленной нефтегазоносности в Западной Сибири и отсутствие значимых залежей в надтуронских отложениях.

Современное распространение залежей не лимитируется только указанной причиной. Мы не можем этим объяснить отсутствие залежей в Омской впадине и восточнее ее. Как указывалось, в среднеюрское время аркогенез и сопутствующие

угленосные грабены проявились к югу от Западно-Сибирского бассейна, где и отметки рельефа достигали + 2 000 м и более [2]. Аркогенез этого, дейтероорогенного, по К.В.Боголепову, типа длился до конца позднеюрской эпохи и, следовательно, влиял на опреснение отложений и вымывание УВ из залежей, так как ловушки были исключительно плоские с углами наклона пород 10-20 минут и менее.

Неоген-четвертичное, а на востоке и неокомское воздымание обрамления, вероятно, также действовало в том же разрушающем направлении. Отсюда можно сделать вывод, что современный этаж нефтегазоносности, сохранившийся на 100 % только в области Красноленинского свода и прилегающих районов, лишь часть того, что было в конце палеогеновой эпохи. Геодинамика оказывала воздействие на формирование залежей и с точки зрения главного этапа роста валов и сводов. Так, послемеловые структуры, как Ярудейский мегавал, не содержат промышленных залежей в юрско-сеноманских отложениях при наличии хороших покрышек и коллекторов. Мы полагаем, что на ближайших к нему поднятиях типа Ачаяхского и Аномального, залежи нефти сохранились только в нижне- и среднеюрских отложениях и в кровле фундамента [3].

Геодинамика, отобразившаяся в виде дизъюнктивов в мезо-кайнозойском чехле, сыграла двоякую роль. В одних случаях этаж и высота залежей явно снижаются, где много разломов (Русское, Тазовское и другие месторождения), в других случаях высота залежей оказывается наибольшей (Западно-Мессояхское месторождение). В наиболее крупной по амплитудам – Верхореченской зоне дизъюнктивов, установлены только нефтепроявления в зоне контакта пород фундамента и осадочного чехла.

Литература

1. Бочкарев В.С. Тектоника и магматизм синорогенных, эпиорогенных и дейтероорогенных рифтовых систем // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. 1999, М.: ГЕОС, 1999. Том 1, с. 97-100.
2. Бочкарев В.С., Рудкевич М.Я. Раннемезозойский этап развития Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. 1975. № 3, с.76-88.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дешня Н.П. и др. Геолого-тектонические модели севера Западной Сибири и проблема поиска залежей УВ в глубоких горизонтах // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геологоразведочных работ. Пермь, 2001. Книга вторая, с. 301-305.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО-СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ (Якутия)

М.Д.Булгакова

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

Позднекембрийско-среднеордовикский этап в фанерозойской истории Земли занимает особое место. К этому стратиграфическому уровню были приурочены: а) глобальная активизация деструктивных тектонических процессов (3,4); б) великая раннеордовикская трансгрессия – одна из двух крупнейших за последние 600 млн. лет (2); в) появление озонового слоя в атмосфере Земли (1); г) один из важнейших в истории Земли среднеордовикский рубеж в эволюции органического мира, биогенного карбоната накопления и рифообразования (1,5). Все эти события в полной мере проявились в геологической истории Северо-Востока Азии (СВА). Известно, что в раннем палеозое этот регион, являвшийся частью Сибирского палеоконтинента, располагался в экваториальных широтах и что здесь чрезвычайно широкое распространение имели мелководные теплые тропические моря. Поэтому не случайно в

нижнепалеозойских осадочных комплексах СВА ярко проявлены эвстатические, биосферные и седиментологические события данного этапа. Разнообразными были на СВА тектонические процессы позднего кембрия-среднего ордовика. Они определили радикальное обновление: а) геодинамических обстановок; б) тектонических типов осадочных бассейнов и межбассейновых структур; в) региональной фациально-палеогеографической зональности; г) осадочной минерации. Поскольку тектонические события позднего кембрия-среднего ордовика на СВА до сих пор не стали предметом специального (тектонического и геодинамического) анализа, их характеристика дается на основании региональных бассейново-седиментологических исследований.

1. На Сибирской платформе и в Омолонно-Охотском регионе с позднего кембрия начинается резкая активизация геократических процессов, что привело в итоге к “отмиранию” существовавших здесь с начала венда морских мелководных бассейнов.

На Сибирской платформе, наряду с обмелением и сокращением акватории располагавшегося здесь обширного *Лено-Енисейского палеобассейна*, в это же время появляются новые системы конседиментационных разломов. Один из них – Верхнеленский – контролировал в позднем кембрии-раннем ордовике распространение полосы рифидных карбонатных банок и положение одноименной зоны стратиформного медного оруденения. В раннем ордовике на развитие геократических процессов “накладывается” крупнейшая эвстатическая трансгрессия, пик которой в палео-Сибири приходится на первую половину аренига. На рубеже раннего-среднего ордовика на платформе устанавливается региональный стратиграфический перерыв продолжительностью не менее 10 млн. лет. За это время на юге платформы появились устойчивые континентальные поднятия, закрывшие существовавшие ранее связи эпиплатформенного бассейна с южными океаническими акваториями. В конце лланвиерна море возвращается на Сибирскую платформу, возрождается Лено-Енисейский бассейн, существование которого окончательно прекратилось в позднем силуре. С того времени платформа становится устойчивой областью выветривания и размыва.

В *Омолонно-Охотском регионе* геократический максимум пришелся на рубеж раннего-среднего ордовика. В итоге, здесь исчезли мелководные морские бассейны, а на их месте был сформирован раннепалеозойский пояс окраинно-континентальных поднятий. На протяжении почти 80 млн. лет, до начала среднего девона, он представлял собой область субазального выветривания, размыва и вулканоплутонической деятельности. Истинные масштабы орогенного магматизма здесь пока не определены, особенно для Охотского массива. Но на Омолонском массиве В.С.Шульгиной и др. (1991г.) установлен андезитовый комплекс вулканических пород, абсолютный возраст которых 505 ± 41 млн. лет (рубеж кембрия-раннего ордовика). Раннепалеозойский возраст имеют здесь также два интрузивных комплекса – анмандыканский и абкитский. К.В.Симаков, В.М.Шевченко, А.П.Шпетный, В.С.Шульгина и др. на основании анализа имеющихся материалов приходят к выводу, что анмандыканский граносиенитовый комплекс сформировался на рубеже раннего-среднего ордовика, а батолитоподобные плутоны гранитов и гранодиоритов абкитского комплекса – на рубеже раннего-позднего силура. Последнее подтверждается определениями абсолютного возраста абкитских гранитоидов по Rb-Sr – 420 ± 14 млн. лет.

2. Сетте-Дабанский мелководный окраиннократонный палеобассейн в начале позднего кембрия был преобразован в глубоководную грабеновую морфоструктуру. Боковыми ограничениями грабена служили разломы, вдоль которых происходила резкая смена глубин, фаций, состава осадков, мощностей. Как глубоководная морфоструктура, Сетте-Дабанский прогиб наиболее отчетливо был выражен в позднем

кембрии-начале ордовика. В результате активного заполнения флишными осадками глубина прогиба постепенно уменьшалась и к карадокскому веку он практически исчез, став частью шельфового мелководного бассейна. Кстати, именно в этом бассейне по данным К.Б.Хайзниковой (1989г.) наиболее полно представлен самый ранний на Земле – ордовикско-силурийский – этап эволюции только что появившейся каркасной фауны и каркасных органогенных построек.

3. Индиги́ро-Колы́мский окраинно-континентальный регион в предордовикское время большей частью представлял собой сушу. Это касается прежде всего Омuleвского и Приколы́мского поднятий, где установлено существование предордовикского перерыва, асинхронность базальных слоев ордовика и повсеместная их обогащенность терригенным материалом преимущественно силического состава (кварц, кварциты, кварцитопесчаники). В начале ордовика началось неравномерное погружение Индиги́ро-Колы́мской суши, сопровождавшееся активным разломо- и блокообразованием, появлением клавишной системы глубоководных прогибов (“сбросовый” тип осадочных бассейнов) и разделявших их поднятий, часто подводных. В это же время здесь появляются активные вулканические островные зоны и примыкавшие к ним глубоководные впадины, в которых накапливались мощные толщи туфогенного флиша (Рассохинская зона).

Таким образом, направленность тектонических процессов в крупных фациально-палеогеографических регионах СВА была существенно различной. Но главный результат всех тектонических преобразований в позднем кембрии-среднем ордовике оказался общим: в пределах “якутского” сегмента Сибирского палеоконтинента был сформирован новый для этого региона тип переходной зоны от материковой части континента к океаническому его обрамлению. Естественными ограничениями этой зоны стали (координаты современные): на западе – материковые структуры, на юге – поднятия Омолон-Охотского вулканоплутонического пояса, на востоке – поднятия островодужной системы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 03-05-64915)

Литература

1. Каныгин А.В. Экологическая эволюция остракод и проблема видообразования. //Среда и жизнь в геологическом прошлом: Аспекты эволюции организмов и среды. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990, с.59-77.
2. Океанология. Геология океана: геологическая история океана. М.: Наука, 1980, 464с.
3. Пучков В.Н. Был ли поздненевандский суперконтинент? //Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001, с.213-218.
4. Сеславинский К.Б. Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. М.: Наука, 1987, 192с.
5. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980, 463 с.

ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕРПЕНТИНИТОВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ И ОФИКАЛЬЦИТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД БУРЯТИИ

А.Н.Булгатов, В.М.Афанасьев**, К.Б. Вавилин**, Л.К.Кузнецова**, М.А.Нефедьев**

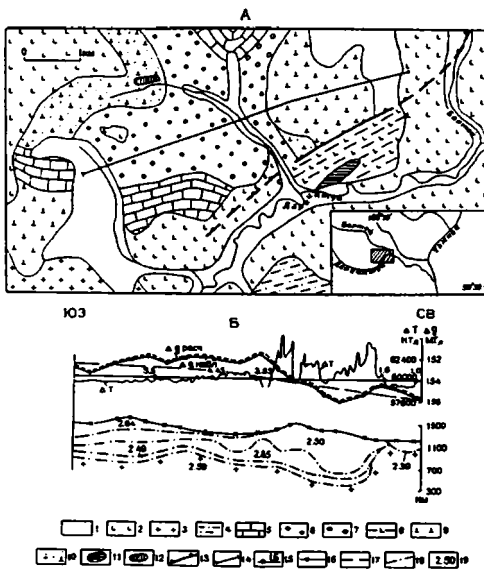
**Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН*

***Улан-Удэ, Бурятский центр региональных геологических работ МПР РФ*

Джидинский гипербазитовый пояс разделён на две ветви северо-западного простираения: юго-западный и северо-восточный[1]. Последний на северо-западе начинается в верховьях р. Зун Мурин и продолжается до р. Дархинтуй. Протяжённость

90 км. Гипербазитовые массивы этой ветви сложены серпентинитами и серпентинизированными гарцбургитами, в меньшей степени серпентинизированными дунитами и залегают согласно со структурой вмещающих пород [1,2,3], которые представлены осадочно-метаморфическими комплексами нижнего протерозоя и рифея, т.е. эти массивы находятся вне ассоциаций с другими членами офиолитов, а располагаются среди комплексов сиалического и карбонатного состава и представляют собой тектонические отторженцы, эксгумированные из мантии [3].

На юго-восточном окончании северо-восточной ветви Джидинского гипербазитового пояса, между реками Бартой и Дархинтуй расположен Дархинтуйский массив изометричной формы (рис.). На юго-востоке массив тектонически перекрывает глинисто-кремнисто-базальтовую гемипелагическую толщу. На востоке и севере массив перекрыт стратиграфическими кайнозойскими комплексами, на западе – офикальцитами, серпентинитовыми конгломератами и терригенно-известняковой толщей венда-нижнего кембрия.



Схематическая геологическая карта и геофизическая модель разреза Дархинтуйского гипербазитового массива

А. Схематическая геологическая карта:

1- неоген-четвертичные отложения; 2- неоген-четвертичные базальты; 3- граниты нижнего палеозоя; 4- флишoidная толща верхнего кембрия-нижнего ордовика; 5- терригенно-известняковая толща нижнего кембрия; 6- офикальциты венда; 7- серпентинитовые конгломераты венда; 8 – глинисто-кремнисто-базальтовая толща венда; 9 – дунит-гарцбургит-серпентинитовый комплекс; 10 листвениты и тальк-карбонатные породы 11 – серпентинитовый меланж; 12 – лиственитовый меланж; 13 – надвиж; 14 линия геофизического разреза.

На врезке обзорная схема. Рассматриваемый район заштрихован.

Б Геофизическая модель разреза:

15 – линия разреза с пикетами; 16 – профиль рельефа с точками расчета модели разреза; 17 – линия регионального фона; 18 – граница между “слоями” различной плотности; 19 – плотность “слоев” в гр/см³.

Массив сложен в основном апогарцбургитовыми рассланцованными серпентинитами. Менее изменённые гарцбургиты наблюдаются в основном в центральной части массива. Там же отмечаются небольшие выходы дунитов. На северо-востоке массива на локальном участке установлены выходы серпентинизированных лерцолитов [1,2,4]. Гарцбургиты и дуниты катаклазированы, подвергнуты рассланцеванию и дроблению, отмечается их меланжирование и субпараллельное расположение в них минералов. Широким распространением пользуются листвениты, по химическому составу они сходны с гарцбургитами [4]. С лиственитами часто ассоциируют тальк-карбонатные породы. Листвениты в нешироких зонах меланжированы. Серпентинитовый меланж в виде самостоятельного тела отмечается среди глинисто-кремнисто-базальтовой толши.

Серпентинитовые конгломераты очень плотные массивные породы. Обломки размером до 9-10 см в диаметре. Окатанность их от слабой до хорошей. Под микроскопом мелкогалечный серпентинитовый конгломерат имеет псефдитовую структуру, цемент – псефдито-псаммитовую. Текстура массивная. Гальки размером до 1,5 см овальной формы и окатыны хорошо. Одни гальки сложены петельчатым хризотил-серпофитовым серпентинитом с тонкодисперсным магнетитом и единичными зёрнами хромита, другие – петельчатым серпентинитом без магнетита и хромита. Гравелито-песчаный цемент составляет около 80% объёма породы. Величина обломков 0,2-7,0 мм. Гравийные обломки окатыны средне и хорошо сложены петельчатым серпентинитом, частично карбонатизированным и оталькованным, хризотиловым серпентинитом, антигоритовым серпентинитом, содержащим рассеянные зёрна хромита и магнетита. Обломки цемента песчаной размерности и окатыны по размеру от угловатой до хорошей круглой. Они сложены также серпентинитами. Тип цемента порывый и он свежий неизменённый. В цементе иногда видны пустотки, выполненные гидроокислами железа.

Офикальциты также массивные. Размер обломков до 6-7 см. Форма обломков изометричная и эллипсоидальная. Они окатанные и полуокатанные. Границы их чёткие. Цемент известняковый. Под микроскопом обломки окатанные и полуокатанные сложены хризотильными и антигоритовыми серпентинитами, серпентинитами, серпофитами, апосерпентинитовыми амфиболовыми и хлоритовыми метасоматитами, содержащими хромит и магнетит. Цемент доломит-кальцитовый в соотношении 1:10. Доломит образует пятнистые и полосчатые агрегаты с реликтами кальцита и он является более поздним по отношению к кальциту. По карбонатному цементу развился более поздний серпентин и тремолит. Анализируя взаимоотношения компонентов в офикальците можно прийти к выводу, что обломки серпентинитов откладывались в бассейне седиментации и цементировались известняковым материалом. В процессе диагенеза и эпигенеза известняки цемента подверглись доломитизации, амфиболитизации, тремолитизации, а серпентинитовые обломки – карбонатизации, вследствие которого их края становятся неровными.

В районе Дархинтуйского массива выполнены грави- и магниторазведочные наблюдения по профилю. По кривой Δg создана модель разреза поточечной палетке Д.С.Микова и программе «INTERACT» в двухмерном варианте. Региональный фон снят визуально-графически. За фоновую принята плотность гранитоидов $2,59\text{г/см}^3$. Плотность остальных пород уточнена в процессе моделирования.

Между пикетами 1,6-3,55 гипербазитовый массив выходит на дневную поверхность и характеризуется высокоинтенсивным знакопеременным полем ΔT (до 5000 и T_n), минимумом Δg (до -1,22мГл) и наибольшей (1000м) мощностью. Его верхняя часть мощностью 450-750м сложена сильномагнитными серпентинитами пониженной ($2,50\text{г/см}^3$) плотности. Как известно, в процессе серпентинизации

происходит замещение безводных железисто-магнезиальных силикатов ультрабазитов водным силикатом магния (серпентином). При этом железо не вошедшее в состав серпентина, выделяется в форме магнетита, который вызвал высокую намагниченность серпентинитов. Ниже их выделены наиболее плотные и практически немагнитные слабо серпентинизированные гарбургиты и дуниты мощностью 100-350м. В основании массива предполагается серпентинитовый меланж с плотностью 2,49г/см³ и мощностью примерно 100м. Юго-западнее пикета 3,55 гипербазитовый массив перекрыт немагнитными серпентинитовыми конгломератами и офикальцитами с плотностью 2,64г/см³. Мощность их увеличивается к юго-западу, достигая 250м. В этом же направлении уменьшается вертикальная мощность массива.

Изложенные факты позволяют допустить, что протрузивное внедрение Дархинтуйского гипербазитового массива и выведение его на эрозионный уровень произошло в процессе коллизии, надвигообразования и орогенеза в конце позднего рифея в байкальскую эпоху складчатости. После перерыва в осадконакоплении на них в венде-раннем кембрии отлагались серпентинитовые конгломераты и офикальциты, которые затем были перекрыты терригенно-известняковыми осадками.

На Оспинско-Китойских офиолитах Восточного Саяна также залегают серпентинитовые конгломераты и песчаники[5,6] и офикальциты[6]. Последние отмечены в среднем течении р.Саган-Сайра(левого притока Китоя), где непосредственно на серпентинитах залегают пестроокрашенные доломиты горлыкской свиты, содержащие щебень, дресву и песок серпентинитов. Мощность их 3-10м, Выше по разрезу распространены доломиты с прослоями и линзами карбонатных конгломератов, известняков, кварцевых песчаников, углеродистых алевролитов и сланцев, пачками доломитовых фосфоритов, известняков и силицитов. В них установлены микрофолиты, строматолиты, водоросли, трилобиты и брахиоподы венда-нижнего кембрия. Мощность свиты 2300м. Эта свита по составу, строению, фосфороносности и органическим остаткам уверенно коррелируется с боксонской серией Окинского плоскогорья Восточного Саяна, породы которой в значительном количестве содержат хромит, идентичный по составу хромиту Оспинско-Китойских ультрабазитов[7]. Накоплению венд-кембрийских отложений в Восточном Саяне также предшествовала коллизия, орогенез, шарьирование и эксгумация офиолитов на эрозионный уровень и это было связано с завершением байкальского цикла тектоногенеза [6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Проект №02-05-65328.

Литература

1. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.:Наука,1966. 210с.
2. Грудинин М.И., Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука,1979.156с.
3. Булгатов А.Н., Климух В.С. Об особенностях строения Дждидинской зоны каледонид Бурятии // Геотектоника.1998.№1. С.45-55
4. Белов Н.В., Богилдаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья // Петрография Восточной Сибири. Т.2. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С.103-156
5. Хаин Е.В. Гранит-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах субдукции офиолитов // Геотектоника. 1989. №5. С.38-51
6. Кузьмичёв А.Б. Рифейские офиолиты Китойских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1996. №3. С.11-25
7. Осокин П.В., Воюш Н.З., Очиров Ю.Ч. Хромитсодержащие песчаники Ухагольского месторождения фосфоритов в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 1990. №3. С.41-47.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КОЛЫМСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ПЕТЛИ

С.Г.Бялобжеский, Н.А.Горячев

Магадан, Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН,
goryachev@neisri.magadan.ru

Под Колымской структурной петлей (КСП) понимается конфигурация крупных разломов и складчатых структур, сложенных преимущественно осадочными, в меньшей степени вулканогенно-осадочными, многокилометровой мощности толщами от ордовика до юры включительно, в виде почти равностороннего треугольника, с длинной стороны 700-800 км, одной вершиной обращенного к югу. Впервые это понятие было введено в 1990 году [2]. Две стороны маркируются протяженными поясами позднемезозойских гранитоидов Колымского и Северного плутонических поясов. КСП занимает центральное положение в регионе.

О механизме формирования Колымской структурной петли (КСП) существуют различные, точки зрения. Из них заслуживающими внимания представляются две: (1) гигантский ороклинальный изгиб структур в период, предшествовавший формированию позднемезозойской континентальной окраины СВ Азии (середина мела) и (2) формирование было многоэтапным, и обусловлено разноразнообразными и разновременными, начиная со средней юры до середины мела, движениями внешних по отношению к КСП сиалических блоков.

По любой из этих версий формирование КСП должно было сопровождаться сокращением пространства внутри нее, т.е. идти с поглощением коры и/или с ее многократным тектоническим ссещиванием и утолщением по периферии. Судя по палеомагнитным данным, к сожалению пока еще недостаточно полным, первоначально “океаническое” пространство внутри КСП могло быть весьма значительным и достигать по широте более 3000 км, в среднем – позднем палеозое [3,4], во время максимального расхождения Североазиатского и Новосибирско-Чукотского сиалических блоков. Комплексы, маркирующие зоны поглощения океанической коры – это комплексы магматической дуги и сопряженные с ними комплексы аккреционного клина и зоны субдукции.

Если не говорить о проблематичных позднепротерозойских и раннепалеозойских островодужных комплексах, значительное поглощение коры в пределах Алазейско-Олойского океана фиксируется средне(?) - позднепалеозойскими – раннемезозойскими (триас - раннеюрскими) островодужными образованиями Алазейского террейна, находящегося внутри петли, и более восточного Хетачанского, которые возможно, являющиеся фрагментами одной и той же островодужной системы. Аккреционный клин Хетачанского террейна располагался скорее всего к югу от дуги. К образованию КСП этот этап островодужного развития, по-видимому, отношения не имел. Он не привел к формированию больших объемов сиалических масс, судя по незначительности проявлений позднепалеозойского и отсутствию раннемезозойского гранитоидного магматизма. Можно допустить, что в пределах Алазейско-Олойского океана после него сохранились остаточные прогибы с океанической или субокеанической корой.

Следующий этап формирования магматических дуг начался в конце средней юры и длился до начала неокома. Ему предшествовал эпизод растяжения, отраженный в существовании офиолитов Южно-Ануйского террейна. В пределах КСП вещественные признаки такого растяжения пока не установлены, но можно предположить, что позднеюрские толщи Илльин-Тасского прогиба накапливались в зоне такого растяжения. Возможно, именно этот этап фиксируется в структурах верхоянского миогеоклинального пояса регионально проявленными датировками метаморфических

преобразований осадочных пород в 160-189 млн. лет [5]. Поглощение коры (субдукция) в течение этого этапа происходило под Уяндино-Ясачненской магматической дугой, протягивающейся ныне с ЮВ на СЗ вдоль юго-западной ветви КСП и вдоль Улахан-Тасского блока и было направлено от центра КСП к периферии.

Представляется, что основной движущей силой, приведшей к поглощению коры и сопровождавшему его формированию магматических дуг было начавшееся после ранней юры сближение крупных сиалических блоков ныне обрамляющих КСП (вынужденная субдукция). Согласно палеомагнитным данным, в ранней юре ускорится разворот против часовой стрелки Северо-Азиатского кратона, ставший особенно значительным в средней - поздней юре, когда вектор его перемещения приобрел почти современной положение и началось сближение Приколымского и Омолонского террейнов с разворотом против часовой стрелки [4]. Одновременно, вероятно, разворачивалась и внутренняя часть КСП, которую условно можно считать единой плитой, хотя скорее всего это был ансамбль блоков, обладавших некоторой свободой перемещения относительно друг друга.

Субдукция под Уяндино-Ясачненскую дугу была, по-видимому косою, с левосторонней (?) сдвиговой составляющей, что предполагает более позднее затухание магматизма на северо-западном окончании дуги и соответственно более длительное существование задугового бассейна. Предположительно трансформный характер имела субдукция и под северную Улахан-Тасскую дугу с максимальным проявлением в ее нынешней западной части.

Процессы растяжения в восточной части Арктики, начавшиеся в средней - поздней юре и приведшие в конечном счете к образованию Американо-Аляскинского океанического бассейна, происходили также с разворотом блоков Арктической Аляски и Новосибирско-Чукотского против часовой стрелки и сопровождались сдвиговыми перемещениями по Южно-Анюйско-Святоносской сuture. При этом, Новосибирско-Чукотский мегаблок, вероятно, расчленился на три блока, кулисно продолжающие друг друга: Чаунский и Анюйский, разделенные Раучуанским позднеюрско-раннемеловым прогибом и Яно-Индибирский, перекрытый рыхлыми кайнозойскими отложениями и оказавшийся южнее Южно-Анюйского шва. Природа этого блока, ограничивающего с севера КСП, неясна. Возможно, что его относительное перемещение было меньшим, чем остальных блоков и тогда вдоль его границ могли происходить левосдвиговые смещения.

Окончательное оформление наблюдаемой ныне конфигурации КСП произошло после поздней юры и до альба и связано со смещением Приколымского и Омолонского террейнов к северо-востоку и их вращением против часовой стрелки. Смещение вдоль западной границы Приколымского террейна имело характер сдвига, скорее всего правостороннего. По крайней мере отчасти эти движения обусловлены процессами косою субдукции вдоль Удско-Мургальской позднеюрско - неокомской окраинно-континентальной дуги. Аналогичный трансформно-сдвиговый характер имели и перемещения по Южно-Анюйской сuture, а также вдоль северного края КСП (Улахан-Тасский блок), что зафиксировано в геохимических характеристиках гранитоидов рубежа раннего и позднего мела [6]. На время таких перемещений могут указывать и линзовидные блоки с широко проявленным зональным метаморфизмом в Анюйском и Чаунском террейнах (Алярмаутский, Велиткенский и пр.), метаморфизм которых датирован 124-95 млн. лет [1].

У КСП есть два шарнирных соединения: в Уяндинско-Селенняхском районе и а районе Ясачной - правобережья Колымы, которые отразились в наиболее сложных деформациях Уяндинского и Шаманихо-Столбовского блоков.

Все изложенное имеет, разумеется во многом гипотетический характер. Цель данного сообщения – привлечь внимание исследователей к проблеме механизма формирования Колымской структурной петли и его этапности, являющейся одним из ключевых вопросов истории формирования структуры крайнего Северо-Востока Азии. Ее решению должны способствовать дальнейшее геологическое изучение, прежде всего северной ветви КСП, а также палеомагнитные исследования.

Литература

1. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
3. Колесов Е.В. Магнитостратиграфия девонских отложений Приколымского поднятия, Северо-Восток России // Геодинамика, магматизм и минерагенез континентальных окраин Севера Пасифики. Материалы Всероссийского совещания. Т.1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 96-98.
4. Колесов Е.В. Палеотектоническая эволюция северо-восточного региона России по палеомагнитным данным // Геодинамика, магматизм и минерагенез континентальных окраин Севера Пасифики. Материалы Всероссийского совещания. Т.1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 101-103.
5. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Изотопные датировки терригенных пород Верхоянской антиклинальной зоны - индикаторы тектонотермальной активизации региона // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Материалы совещания. Том 1. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 116-119.
6. Layer, P.W., Newberry, R.J., Fujita, K., Parfenov, L.M., Trunilina, V.A., Bakharev, A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*, 2001. Vol.29. pp.167-170.

КИНЕМАТИКА БЕЛЬКОВСКО-СВЯТОНОССКОГО РИФТА В РАЙОНЕ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ О-ВА БЕЛЬКОВСКИЙ (МОРЕ ЛАПТЕВЫХ): РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЗОСТРУКТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В.Е.Вержбицкий

Москва, Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, verba@ocean.ru

Остров Бельковский расположен в северо-восточной части моря Лаптевых и принадлежит является ближайшим участком суши к области южного окончания спредингового хребта Гаккеля, представляющего собой крайнее северное (арктическое) звено системы Срединно-Атлантического хребта. Остров представляет вершинную часть протяженного Бельковского горста позднемеловой(?)–кайнозойской рифтовой системы моря Лаптевых [5-8], разделяющего Бельковско-Святоносский (на западе) и Анисинский (на востоке) рифты [8], заложившиеся на позднемезозойском складчатом основании [3]. Распределение современной сейсмичности говорит о диффузном характере сочленения Евразийской и Северо-Американской плит в районе Лаптевоморского шельфа [1,4,10]. Область перехода от концентрированной (хребет Гаккеля) к диффузной границе плит на шельфе моря Лаптевых в первом приближении отвечает зоне перехода океан-континент, которая, в свою очередь соответствует крупной Хатангско-Ломоносовской системе разломов (трансформной зоне) северо-восточного простирания [2,7,8,12]. Предполагается, что генеральный структурный план островов Бельковского и расположенного восточнее Котельного сформировался в обстановке СВ-ЮЗ сжатия в неокоме (в преаптское время) [3,6,11] в результате закрытия Южно-Анжуйского палеоокеана и коллизии Новосибирско-Чукотского блока и Евразии [13 и др.].

Автором настоящей работы в составе полевого отряда ИЛРАН в 2002 году были проведены мезоструктурные исследования вдоль западного побережья центральной части острова, включавшие выделение и изучение структурных парагенезов, а также массовые замеры кинематических индикаторов (кливажи плоскостей, трещин отрыва, зеркал скольжения, осей складок и плоскостей напластования) в девонских и каменноугольных карбонатных, карбонатно-терригенных, терригенных породах и зеркал скольжения в породах магматического комплекса (предположительно позднепалеозойского возраста). Наиболее выдержанной структурой здесь является субмеридиональный проскопараллельный проникающий кливаж, развитый в средне-позднепалеозойских осадочных и магматических породах (диабазы, габбро-диабазы). Кливажные пластины в большинстве случаев круто падают на запад – запад-северо-запад. Микролитоны имеют мощность от первых мм до первых десятков см, в среднем 2-5 см. С кливажом ассоциируют ортогональные ему трещины растяжения, заполненные кальцитом. Массовые замеры элементов залегания трещин отрыва, заполненных кальцитом, жил показали, что их полюса тяготеют к дуге большого круга, соответствующей “средней” плоскости кливажа. Помимо того, отмечены западно- и восточновергентные взбросы и надвиги, а также право – и левосторонние сдвиги (СВ и СЗ простираются соответственно). По-видимому, все вышеперечисленные дислокации составляют структурный парагенез субширотного тангенциального сжатия, наложенный на генеральный (коллизийный) структурный план. В пользу данного предположения говорит, в частности, развитие левосдвиговых зеркал скольжения по плоскостям разломов СЗ-ЮВ простираения, в том числе СВ-вергентных взбросов, соответствующих генеральному структурному плану. Формирование вышеописанного структурного парагенеза можно сопоставить с позднемеловым (кампан-маастрихтским) этапом субширотного сжатия, предполагаемого для Лаптевоморского региона на основе плейт-тектонических реконструкций [9].

Более поздние деформации представлены субмеридиональными сбросами, левосторонними сдвигами и (преобладающими) сбросо-сдвигами, выделенными на основе изучения зеркал скольжения и структур типа pull-apart, развитых вдоль плоскостей кливажа. По видимому, перечисленные структурные элементы сформировались в обстановке субширотного — СВ-ЮЗ растяжения и отражают различные стадии рифтового этапа развития региона. Данные выводы хорошо соотносятся с реконструкциями [9] для конца позднего мела – среднего миоцена. Более редкие правосторонние сбросо-сдвиговые смещения по плоскостям кливажа могут говорить об отдельной стадии структурной эволюции региона в обстановке СЗ-ЮВ растяжения. Вероятно так же, что некоторые из отмеченных субширотных структур растяжения с левосдвиговой компонентой могут отражать современную тектоническую обстановку в районе диффузного сочленения Евразийской и Северо-Американской плит. Отметим, что мезоструктурные данные свидетельствуют о существенной левосдвиговой компоненте смещения вдоль данного участка Бельковско-Святоносского рифта, в своем развитии наследовавшего более древний компрессионный структурный план. Известно [8], что в районе острова Бельковский (~ 75-76° с.ш., 134-135° в.д.) Бельковско-Святоносский рифт испытывает резкий изгиб в плане, меняющий его простираение от генерального СЗ-ЮВ до субмеридионального. При такой конфигурации рифтовой структуры и в условиях преобладающего ЮЗ-ЗЮЗ растяжения [9], на участке рифта в районе острова Бельковский правомерно ожидать преобладания левосдвиговых и левосторонних сбросо-сдвиговых смещений.

Работа выполнена в рамках комплексной программы Президиума РАН "Мировой океан: геология дна, геодинамика, биология моря и экология" при поддержке гранта Президента РФ (МК-2487.2003.05) и INTAS-01-0762 ("NEMLOR").

1. Аветисов Г.П. О границе литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // Докл. РАН. 2002. Т.385, № 6, с. 793-796.
2. Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В. и др. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002, вып. 4, с. 40-54.
3. Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. №6, с. 60-76.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии // Геотектоника. 2000. №5, с.44-51.
5. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири м-ба 1:2500000 (Богданов Н.А., Хаин В.Е. – ред.). М.: ИЛРАН, 1998, 127 с.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) (Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. – ред.). – М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001, 571 с.
7. Шипилов Э.В. Геодинамика генераций позднемезозойско-кайнозойского океанообразования Арктики в свете геолого-геофизических данных о строении ее критинентальных окраин: новые идеи // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Том 2. – М.: GEOS, 2002, с.327-332.
8. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V.298, p.357-393.
9. Gaina C., Roest W.R., Muller R.D. Late Cretaceous-Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet Sci Letters. 2002. V.197, p.273-286.
10. Gordon R.G. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1998. V.26, p.615-642.
11. Kos'ko M.K., Trufanov G.V. Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // Marine Petrol. Geol. 2002. V.19, p.901-919.
12. Sekretov S.B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2002. V.351, p. 193-243.
13. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye, Morozov O.L. et al. Souyh Anyui suture, northeast Arctic Russia: Facts and problems // in Miller E.L., Grantz A, and Klemperer S.L. (eds), tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Ajaent Landmasses: Boulder, Colorado, GSA Special Paper 360. 2002. p.209-224.

ДЕФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЗОРО- ГИБРАЛТАРСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ (АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН)

В.Е.Вержбицкий, О.В.Левченко

Москва, Институт океанологии им. П.П.Ширишова РАН,
verba@ocean.ru, olev@sio.rssi.ru

Центральная котловина Индийского океана (Индоокеанская зона) и восточная часть Азоро-Гибралтарской зоны разломов (район банки Горриндж) являются крупнейшими из известных в Мировом океане областями проявления новейшей (миоцен-четвертичной) компрессионной тектоники в пределах развития древней океанической литосферы позднемелового-среднеэоценового и раннемелового возраста соответственно. Обе эти зоны в зарубежной научной литературе рассматриваются как диффузные границы (или участки границ) литосферных плит с малыми скоростями конвергенции (~ 4 мм/год) [6]. Азоро-Гибралтарская зона разломов, в первом приближении отвечает границе Евразийской и Африканской мегаплит в Атлантическом океане [2,11]. Данная граница прослежена по сейсмологическим данным от Азорского вулканического архипелага на западе и далее вдоль крупного трансформного разлома Глория до вулканического плато Мадейра-Торе. К востоку от

последнего единая линия раздела плит уже не прослеживается - граница приобретает здесь диффузный характер, ей соответствует широкая (~ 500 x 200 км) полоса рассеянной сейсмичности и компрессионных дислокаций, выделенных в районе подводных поднятий Хиронделл, Горриндж, Ампер, Корал Патч и разделяющих их котловин Хосшу и Тагус (т.н. район хребта Горриндж) [2,8,10,11]. Далее на восток этой границе отвечает сложная коллизонная структура Западного Средиземноморья.

Индоеокеанские неоген-четвертичные дислокации с момента своего открытия традиционно рассматривались как внутриплитные [2,3,5,9]. В различных публикациях контуры этой деформированной области могли различаться, но она всегда находилась на значительном удалении от ближайших четко выраженных концентрированных границ плит. Формирование же области деформаций большинство исследователей связывали с отдаленным (более 2000 км) влиянием процессов коллизии Индостана и Евразии. Согласно последним кинематическим моделям, зона деформаций представляет собой диффузную границу между Индийской (на севере), Каприкорн (на западе) и Австралийской субплитами в составе Индо-Австралийской мегаплиты [6].

Наиболее распространенными структурами сжатия в пределах рассматриваемых регионов являются взбросы и асимметричные привзбросовые складки протяженностью до 20 - 50 км. Длина волны складок составляет, в среднем, 5 - 10 км при вертикальной амплитуде смещения по разломам (взбросам) нижележащего фундамента до 500-600 метров. Взбросо-надвиги как в Центральной котловине, так и в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны обладают ярко выраженным листрическим характером, их сместители закономерно выполаживаются с глубиной, и, по-видимому, переходят в единую поверхность срыва в районе раздела Мохо. Эти структуры обычно осложняют более крупные складчатые дислокации (т.н. "ундуляции") с вертикальной амплитудой в первые километры и длиной волны 100-250 км или развиты независимо [1]. Углы падения слоев на крыльях крупных складок обычно не превышают 2-3°, однако, резко увеличиваются вблизи отдельных разрывных нарушений до 15-20° [1,2,3,9]. Вергентность взбросов и привзбросовых складок практически повсеместно обращена в сторону прилегающих глубоководных котловин, что говорит о надвигании вышеперечисленных крупных поднятий на сопредельные относительно опущенные участки [1,2,3,9]. о высокой современной тектонической активности данных регионов свидетельствуют также резко повышенный уровень сейсмичности и аномально высокий тепловой поток. Аномалии поля силы тяжести и глубинного строения коры в пределах интенсивно дислоцированных блоков, по-видимому, свидетельствуют о наличии разуплотненных серпентинизированных мантийных пород в основании последних [3,8,9].

Отметим, что полифазные деформации сжатия, охватившие как Азоро-Гибралтарскую, так и Индоеокеанскую зоны в средне-позднемиоценовое - четвертичное время субсинхронны эпохам деформаций в ближайших к ним сегментах Средиземноморского коллизонного пояса, а так же аттической глобальной эпохе повышенной тектонической активности, проявившейся в миоцене (с максимумом в позднем миоцене), плиоцене и продолжающейся в настоящее время [4]. Преобладающая ССЗ вергентность взбросов и надвигов в области, прилегающей к хребту Горриндж, согласуется с вергентностью расположенной на ее восточном продолжении складчатой системы Бетских Кордильер, а в расположенной непосредственно южнее Индостана части Центральной котловины (западнее 82° в.д.) преобладает южная («гималайская») вергентность взбросов и надвигов. Это свидетельствует о едином генезисе деформаций сжатия континентальной и океанической литосферы в связи с коллизонными процессами в Альпийско-Гималайском поясе.

На основе структурной интерпретации данных сейсмического профилирования

нами были построены тектонические схемы ключевых участков Центральной котловины (трех полигонов детальных исследований ИОРАН), а также обзорные тектонические схемы обоих регионов, синтезированные на основе обобщения литературных материалов. Также были использованы опубликованные данные магнито- и гравirazведки, глубинного сейсмического зондирования и спутниковой альтиметрии. В результате проведенной работы удалось существенно уточнить характер структурного рисунка регионов и динамики процессов компрессионной деформации океанской литосферы.

Важнейшую структуроконтролирующую роль в строении рассматриваемых областей деформации играют протяженные зоны древних (позднемезозойских) трансформных разломов [1,2,3,9]. В большинстве случаев они разделяют рассматриваемые регионы на гетерогенные структурные "полосы", деформированные в различной степени и часто существенно отличающиеся по морфоструктурным признакам. Различная ориентировка оси максимального укорочения по отношению к древним трансформным разломам в рассматриваемых районах (субпараллельная в Центральной котловине и ортогональная в районе банки Горриндж) определяет принципиальные отличия общего структурного рисунка регионов [2].

В Центральной котловине трансформные разломы Индира, Индрани, 80,5° в.д. и другие имеют четкое субмеридиональное простирание и выступают как восточные и западные ограничения крупных субширотных складчато - разрывных структур [1,2,3,8]. Мы предполагаем, что в существующем поле напряжений (субмеридиональное сжатие) в некоторых случаях по ним реализуются раздвиговые и левосдвиговые смещения. В Азоро-Гибралтарской зоне разломы данной категории ограничивают северо-западные и юго-восточные фланги крупных подводных поднятий (Горриндж, Ампер, Корал-Патч и др.) и разделяют регион на структурные области восток-северо-восточного простирания, и в современной обстановке СЗ-ЮВ компрессии превращены в крупные взбросы или надвиги [2,10,11]. Анализ составленной тектонической схемы показывает, что на востоке Азоро-Гибралтарской зоны в районе хребтов Горриндж и Корал - Патч, взбросы и складки ориентированы согласно с простиранием древних трансформных разломов, что позволяет рассматривать последние как структуры чистого сжатия. Западнее же, в районе подводных гор Ампер и Хиронделл, элементарные компрессионные структуры группируются кулисообразно вдоль простирания мезозойских разломов по принципу правого сдвига со сжатием.

Согласно [10] структуры сжатия в Азоро-Гибралтарской зоне, развитые на океаническом (на западе) и континентальном (на востоке) основании разделены крупной меридиональной - ССЗ разломной зоной, протягивающейся приблизительно вдоль границы континент/океан. По ряду структурных признаков (наличие многочисленных разломов ССЗ простирания с преобладающими левосторонними смещениями в структуре хребта Горриндж [2], разворот элементарных структур сжатия против часовой стрелки в непосредственной близости от рассматриваемого линеамента и т.д.) эта граница в современной тектонической обстановке, по-видимому, проявляется как зона рассредоточенного левостороннего сдвига. Представляется вероятным, что выделенные в юго-западной части иберийского шельфа активные и потенциально цунамигенные разломы ССВ и субмеридионального простираний [7], находятся в зоне ее динамического влияния.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 02-05-64724) и гранта президента РФ (МК-2487.2003.05).

Литература

1. Казьмин В.Г., Левченко О.В. Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987, с. 159 - 175.

2. Казьмин В.Г., Марова Н.А., Алехина Г.Н., Тихонова Н.Ф. Неоген-четвертичная деформация океанской литосферы в районе хребта Горриндж // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. №12, с.48-56.
3. Левченко О.В. Центральная котловина (геофизические поля, структура земной коры и внутрилитные деформации) // В кн.: Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наукова Думка, 1990, с.56 - 69.
4. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993, 452 с.
5. Chamot-Rooke N., Jestin F., de Voogd B. et al. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // *Geology*. 1993. V.21, p.1043-1046.
6. Gordon R.G. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions // *Ann. Rev. Earth planet. Sci.* 1998. V.26, p.615-642.
7. Gracia E, Danobeitia J, Verges J, PARSIFAL Team. Mapping active faults offshore Portugal (36N-38N): implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin // *Geology*. 2003. V.31, p.83-86
8. Hayward N., Watts A.B., Westbrook G.K., Collier J.S. A seismic reflection and GLORIA study of compressional deformation in the Gorringe region, eastern North Atlantic // *Geophys. J. Int.* 1999. V.138, p.831-850.
9. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin. Memoir № 39. Geological Society of India, Bangalore. 1998, 250 p.
10. Tortella D., Tome. M., Perez-Estaun A. Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar Zone: Gorringe Bank and Gulf of Cadiz region // *Mar. geophys. Res.* 1997. V.19, p.211-230.
11. Sartori R., Torelli L., Zitellini N. et al. Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (Central Eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation // *Geology*. 1994. V.22, p.555-558.

К ПРОБЛЕМЕ ПОЛОЖЕНИЯ СИБИРИ В СТРУКТУРЕ РОДИНИИ: АНАЛИЗ МЕЗО-НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

В.А.Верниковский, Д.В.Метелкин

Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
taimyr@uiggm.nsc.ru, metelkin@uiggm.nsc.ru

В современной геологической литературе большое внимание уделяется мезо-неопротерозойскому суперконтиненту, названному Родиния. Предполагается, что он был сформирован в результате гренвиллских коллизионных событий (поздний мезопротерозой), а распад его связан с неопротерозойским рифтогенезом. При рассмотрении конфигурации этого суперконтинента проблема положения Сибири в его структуре остается наиболее дискуссионной [1 и ссылки в ней]. В этой связи, при решении вопросов о вхождении Сибири в состав Родинии и ее положении относительно других континентов, наряду с имеющимися палеомагнитными данными необходимо проанализировать геологическое строение мезо-неопротерозойских пассивных и активных континентальных окраин Сибири и их эволюцию. Такой анализ на основе значительного количества опубликованной литературы и собственных данных показывает, что Сибирский континент в позднем мезопротерозое – раннем неопротерозое полностью или почти полностью был окружен океанскими бассейнами. Об этом свидетельствуют имеющиеся реконструкции восточной, западной и южной окраин Сибири в качестве пассивных. Трансформация южной и западной пассивных окраин в активные произошла в раннем неопротерозое - 900-800 и 800-750 млн. лет назад соответственно. Восточная окраина продолжала оставаться пассивной и в палеозое. Вероятно, пассивной в позднем мезопротерозое - раннем неопротерозое была и северная окраина Сибири, так как формирование островных дуг, впоследствии обдуцированных в венде, началось 800-750 млн. лет назад. Таким образом, особенности

строения и эволюции окраин Сибири дают нам некоторые ограничения в определении ее положении среди других континентов. Прямым тестированием имеющихся геологических моделей, связанных с реконструкцией суперконтинента, является сравнение палеомагнитных данных, полученных по одновозрастным позднепротерозойским комплексам Сибирского и Северо-Американского кратонов, поскольку в большинстве реконструкций взаимодействие Сибири предполагается именно с Лаврентией. Однако если для мезо-неопротерозоя Лаврентии к настоящему времени получено уже несколько десятков палеомагнитных полюсов, жесткая селекция которых, в соответствии с критериями достоверности, позволяет достаточно четко восстановить траекторию кажущегося перемещения полюса (ТКДП) этого континентального блока в позднем докембрии [1], то для Сибири соответствующая база данных крайне ограничена. Удовлетворяющие современным критериям надежности данные получены, главным образом, только для позднего мезопротерозоя

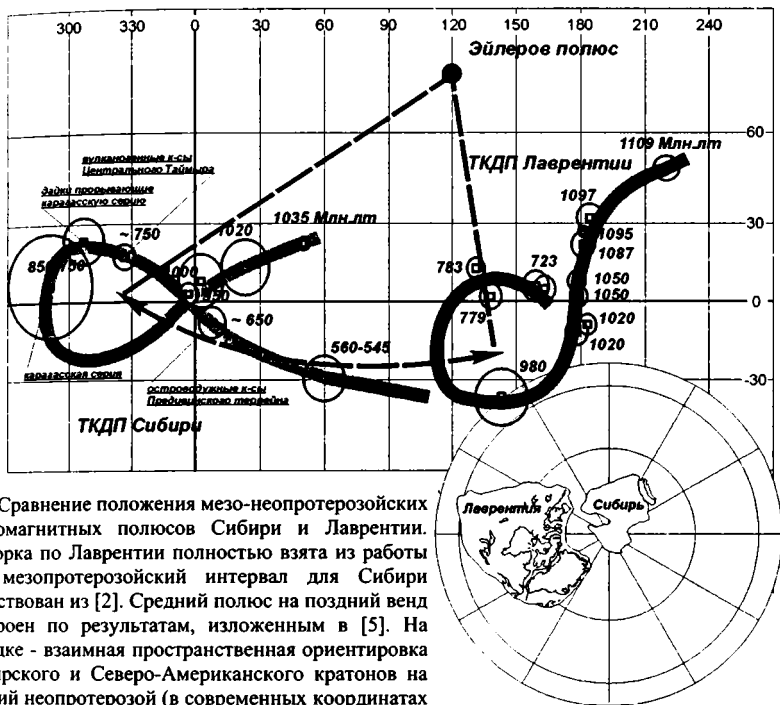


Рис. Сравнение положения мезо-неопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибири и Лаврентии. Выборка по Лаврентии полностью взята из работы [1], мезопротерозойский интервал для Сибири заимствован из [2]. Средний полюс на поздний венд построен по результатам, изложенным в [5]. На вкладке - взаимная пространственная ориентировка Сибирского и Северо-Американского кратонов на ранний неопротерозой (в современных координатах Лаврентии) в соответствии с проведенным анализом палеомагнитных данных.

[2,3]. Неопротерозойский интервал ТКДП Сибири [4], по сути дела, является синтетическим – результатом сплайн-интерполяции, и не подтвержден реальными определениями. В этой связи отдельной нерешенной проблемой является неоднозначность выбора полярности палеомагнитных направлений [2]. Традиционно в качестве северных полюсов Сибирской платформы в мезо-неопротерозое приняты

полюсы, расположенные в южном полушарии, надстраивающие фанерозойскую ТКДП Сибири на восток [2,4]. Однако проведенный анализ имеющейся базы палеомагнитных данных для позднего венда - кембрия Сибири указывает, что “дрейф” полюса к фанерозойскому интервалу ТКДП в докембрии может идти с запада [5]. В этом случае, исходя из принципа минимальных перемещений, более выгодным является обращенное положение мезопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибири. Не увязываются в традиционную модель и новые палеомагнитные данные, полученные по неопротерозою северной и юго-западной окраин Сибирской платформы. В ходе исследований удалось установить стабильные компоненты намагниченности, предположительно, отвечающие времени становления интрузий основного состава, в пределах Бирюсинского Присяня. Возраст дайко-силловых поясов оценивается по геологическим и изотопным данным в интервале 850-750 млн.лет [6]. Новые палеомагнитные данные получены по позднему рифею - раннему венду (650-640 млн.лет) Предивинского островодужного террейна. Эти данные могут быть использованы для составления ТКДП Сибирского кратона лишь с определенной долей условности, поскольку во время формирования пород данный тектонический элемент не являлся его частью. Однако, судя по геологическим и изотопным данным, время аккреции островной дуги с континентом не выходит за пределы раннего венда и, следовательно, сама островодужная структура вероятно находилась вблизи континента. Таким же образом могут быть использованы новые данные, полученные по неопротерозойским вулканогенным комплексам Центрального Таймыра. Здесь выявлены стабильные компоненты намагниченности, характеризующие положение этого аккреционного террейна на рубеже ~ 750 млн. лет непосредственно перед этапом столкновения с Сибирским континентом. Таким образом, полученные данные, в первом приближении, могут заполнить имеющийся пробел в неопротерозойском интервале ТКДП Сибири, но только в том случае, если за направления прямой полярности выбрать “нетрадиционные” направления западного склонения. Важным элементом в тренде миграции полюса Сибири, в таком случае, является характерная неопротерозойская петля. Такую же форму имеет соответствующий интервал ТКДП Лаврентии (рис.). Совмещение неопротерозойских интервалов достигается эйлеровым поворотом на угол 173° вокруг точки с координатами 74°с.ш. 120°в.д. Используя указанный эйлеров поворот и принимая во внимание геологические данные по континентальным окраинам Сибири становится возможным восстановить взаимную ориентировку Сибирского и Северо-Американского кратонов в позднем мезопротерозое - раннем неопротерозое (рис.). Построенная таким образом модель взаимодействия Сибири и Лаврентии в общих чертах отвечает реконструкциям [7-9].

Работа выполнена в рамках проекта IGCP-440 и интеграционного проекта СО РАН.

Литература

1. Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Powell C., Johnson S., Evans D. // From Yoshida M. et.al (eds) Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Geology Society, London, Special Publication, v.206, 2003, p.35-55
2. Павлов В.Э. Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацлло А.В. Уйская серия и позднерифейские силы Учуро-Майского региона: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника, 2002, №4, с.26-41
3. Gallet Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A. & Petrov P.Yu. Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: paleogeographic implications and magnetic field behavior // Journal of Geophysical Research, v.105, 2000, p.16481-16499.
4. Smethurst M.A.; Khranov A.N.; Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // Earth Sci. Rev., 1998, v.43, Iss.1-2, p.1-24

5. Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным. Автореферат на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук - Новосибирск 2002 40 с.
6. Skljarov E. V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V. and Stanevich A.M. Geological complexes in the margin of the Siberian Craton as indicators of the evolution of a Neoproterozoic Supercontinent // Russian Journal of the Earth Sciences, 2002, v.4(3), p.171-186
7. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M. & Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing in the Laurentia-Siberia connection // Earth Plan.Sci.Lett., 1998, v.164, p.409-420
8. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R. & Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan Shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstruction of Siberia and Laurentia // Precambrian Research, 1998, v.89, p.1-23
9. Pesonen L. J., Elmüg, S. Å., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M. S., Meert, J. G., Schmidt, P. W., Abrahamsen, N. and Bylund, G.// Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics, 2003, v. 375, 1-4, p. 289-324.

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ГРАНИТОИДАХ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПРОЦЕССОВ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Ветрин В.Р.

Апатиты Мурманской области, Геологический институт КНЦ РАН

В позднем архее и палеопротерозое Кольского полуострова выделено по крайней мере 4 эпохи возникновения и поднятия суперплюмов, сопровождавшихся проявлением внутриплитных процессов [1-3].

2.9-2.8 млрд. лет – образование регионально развитых тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций, пространственно ассоциирующих с зеленокаменными поясами, образованными толентовыми базальтами и коматититами,

2.75-2.6 млрд. лет – формирование щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов в составе Кейвской щелочной провинции,

2.5-2.44 млрд. лет – внедрение мафит-ультрамафитовых расплавов и образование расслоенных перидотит-габбро-норитовых и габбро-анортозитовых интрузий, возникновение изолированных рифтогенных впадин, заполненных осадками и мафитовыми лавами,

2.0-1.9 млрд. лет – подъем новых порций мафит-ультрамафитовых расплавов, заполнение вулканитами, пирокластами и осадками протяженных рифтогенных впадин, образование интрузий габбро-анортозитового и габбро-тоналит-трондьемитового состава. Тектоноплитная активность, связанная с плюмовой деятельностью этой эпохи, прослеживается до рубежа ~1.75 млрд. лет, после чего сменяется процессами посторогенного и анорогенного магматизма.

К ведущим процессам образования гранитоидов региона, часть которых связывается с эндогенной активностью плюмового типа относятся:

- анатексис пород гранитного слоя коры под воздействием мантийных магм с последующей дифференциацией анатектических расплавов,
- кристаллизационная дифференциация расплавов основного и среднего составов,
- парциальное плавление метаморфизованных пород основного состава,
- плавление пород гранитного слоя коры как в относительно закрытой системе, так и с предшествующей метасоматической подготовкой.

Существенную помощь при определении участия мантийной и коровой составляющей в процессе гранитообразования может оказать изотопный состав благородных газов, захваченных при кристаллизации пород и минералов. Изотопный состав газов дает информацию об источниках флюидов, а вариации их изотопного

состава характеризуют физические процессы, приводившие к образованию, транспортировке и сохранению флюидов. Величина отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в породах континентальной коры составляет $\sim 5 \cdot 10^7$, в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB), образованных при плавлении верхней мантии, равна $8.9 \cdot 10^4$, и в породах горячих точек снижается до $\leq 2 \cdot 10^4$, что позволяет оценить вклад различных источников в формирование горных пород и минералов.

Исходя из этого произведено определение концентраций и изотопного состава гелия в гранитоидах различных генетических групп с целью определения доли мантийной составляющей и природы захваченных флюидов, принимавших участие в формировании рассматриваемых пород. Выделение газов из пород и минералов производилось методами плавления и дробления [4, 5], изотопный состав и концентрации He измерялись на масс-спектрометре МИ-1201 в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (аналитик И.Л. Каменский).

Изотопная геохимия гелия в гранитоидах, образованных в процессе анатексиса пород гранитного слоя коры при воздействии на них мантийных магм с последующей кристаллизационной дифференциацией анатектических расплавов рассмотрена на примере гранитоидов с возрастом 1765-1770 млн. лет [6], образующих цепь посткладчатых интрузивных тел площадью около 900 км² в восточном обрамлении Печенгской структуры. По геолого-геохимическим особенностям гранитоиды подразделяются на две дискретные ассоциации – “диоритовую” и “гранитовую”, между которыми нет взаимопереходов. Первая ассоциация представлена породами 1-й и 5-й интрузивных фаз, и вторая ассоциация – гранитоидами 2-4-й фаз. К первой фазе относятся монцодиориты, субщелочные габбро, кварцевые диориты с жильной серией диоритовых порфиритов и лампрофиров, и к заключительной (пятой) фазе – сиениты, граносиениты, кварцевые монцитоны, образованные при дифференциации всплывшего к основанию гранитного слоя мантийного астенолита. Порфирировидные гранодиориты и граниты второй (главной) фазы, лейкократовые слабо порфирировидные граниты (3-я фаза) и мелкозернистые граниты (4-я фаза) формировались при дифференциации очага вторичной гранодиоритовой магмы, возникшей при палингенезе пород коры в термическом куполе над мантийным астенолитом. Величина первичного отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в составе гелия, захваченного при кристаллизации амфибола из гранодиоритов главной фазы, оценивается в $\sim (3-5) \cdot 10^5$ [7]. Генетическая интерпретация первичного отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ проведена в рамках модели смешивания гелия континентальной коры и мантийного гелия, источником которого на основании результатов изучения глубинных ксенолитов предполагается обогащенная мантия региона. Модальный мантийный метасоматоз в этих породах был проявлен образованием паргасита, апатита, флогопита и рутила, и метасоматическое изменение пород мантии сопровождалось привнесом как некогерентных элементов, так и благородных газов из глубинного, вероятно, астеносферного источника. Последующее плавление такого обогащенного источника приводило к образованию расплавов с повышенными концентрациями ювенильного ${}^3\text{He}$. Принимая величину отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в обогащенной мантии и континентальной коре, соответственно, как $6.7 \cdot 10^4$ и $2 \cdot 10^8$, величина первичного отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ при образовании гранодиоритов главной фазы могла быть получена при смешивании мантийного и корового компонентов в пропорции $\sim 1:(4-7)$. Эти данные определяют мантийно-коровую природу захваченного флюида, в составе которого мантийный компонент составляет $\sim 13-22\%$.

Древнейшие в мире щелочные граниты Понойского массива с возрастом в 2.75 млрд. лет содержат повышенные концентрации радиогенного изотопа ${}^3\text{He}_{\text{рад}}$, что затрудняет в них диагностику захваченного ${}^3\text{He}$ мантийного происхождения [8]. С целью поиска мантийной компоненты в щелочных гранитах был изучен аксессуарный

ильменит, из которого флюидная фаза была выделена методами дробления, плавления и динамического темпинга [9]. Анализ изотопного состава гелия во флюидной фазе, выделенной методами плавления и дробления образцов, для обоих опытов показал идентичность величины ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ ($4.17 \cdot 10^6$) при существенном различии в концентрациях ${}^4\text{He}$ (соответственно, $108 \cdot 10^{-6}$ и $16 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}^3/\text{г}$). Динамический темпинг, проведенный при температурах от 200 до 1750°C, выявил 4 пика потери ${}^4\text{He}$. Первый из них, полученный при самых низких температурах, обусловлен, вероятно, выходом радиогенного ${}^4\text{He}$ и гелия из декрипитирующих флюидных включений. Второй, третий и четвертый пики отвечают отжигу различных по времени и температурам образования флюидных включений. Определение величины отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ для каждой из выделенной областей выявило максимальное значение ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = (1.4-1.5) \cdot 10^6$ в гелии из наиболее высокотемпературных пиков ($\geq 1450^\circ$). Величина отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в позднеархейской верхней мантии с возрастом 2.7 млрд. лет по разным моделям оценивается как $\sim (0.3-1) \cdot 10^5$. Исходя из этого можно полагать, что гелий, выделенный на высокотемпературной стадии динамического отжига, содержит 3-7% мантийной компоненты. Следовательно, флюид, захваченный при кристаллизации щелочных гранитов, был образован при смешивании преобладающего по объему радиогенного гелия земной коры с ювенильным ${}^3\text{He}$, привнесенным из глубинного мантийного источника в соотношении, соответственно, как $\sim (14-42):1$. Полученные данные о наличии ювенильной компоненты во флюиде находятся в хорошем соответствии с результатами изучения Sm-Nd системы в щелочных гранитах, которые свидетельствуют о формировании материнских магм из резервуара, близкого к CHUR [8,9].

Во флюиде из архейских тоналитовых гнейсов и эндербитов установлено не менее 1-3% мантийного компонента. Показано, что высокие значения отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ в изученных архейских гранитоидах (включая щелочные граниты) в значительной степени обусловлены генерацией большого количества радиогенного изотопа ${}^4\text{He}$ *, вследствие чего получаемые в эксперименте оценки содержания мантийного компонента во флюиде должны рассматриваться лишь как верхний предел значений отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$, которые были свойственны породам и минералам гранитоидов при их образовании [9].

Не установлено ощутимой добавки захваченных изотопов гелия мантийного генезиса в гранитоидах, образованных в результате парциального плавления пород гранитного слоя коры при региональном метаморфизме и метасоматозе. Концентрации гелия, выделенного из гранитоидов, амфиболов и магнетитов составляют (в $10^{-6} \text{см}^3/\text{г}$), соответственно 198, 353 и 185, и величина отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ колеблется в пределах $(8.3-9.1) \cdot 10^7$. Минимальная величина этого отношения – $1.7 \cdot 10^7$, установленная для гелия, выделенного из магнетита при дроблении этого минерала, лишь в 5 раз превышает значение этого отношения в радиогенном гелии земной коры. Величина отношения ${}^3\text{He}_{\text{изм}}/{}^3\text{He}_{\text{вычисл}}$ для породы, амфибола и магнетита составляет, соответственно, 0,2, 0,33 и 0,77 и свидетельствует о существенно радиогенной природе ${}^3\text{He}$ в этих минералах.

Таким образом, изотопный состав гелия позволяет установить мантийную составляющую в захваченном гранитоидами флюиде, и тем самым идентифицировать процессы мантийно-корового взаимодействия в раннем докембрии.

Литература

1. Balashov Yu. A. et. al. // Precamb. Res. 1993, v.64, p. 197-205.
2. Puchtel I.S. et al. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1997, v.61, №6, p. 1205-1222.
3. Vetrin V.R. et al. Surface analogues of "grey gneiss" among the Archaean rocks in the Kola Superdeep Borehole. Apatity: Kola Sci. Centre, 1999, 81p.

4. Икорский С.В., Каменский И.Л. // 15 симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М.: 1998, с.115.

5. Каменский И.Л. и др. // Геохимия. 1984, №3, с.439-443.

6. Ветрин и др. // Доклады РАН. 2002, т. 387, №1, с. 85-89.

7. Ветрин и др. // Петрология. 2002, т. 10, №3, с. 270-282.

8. Ветрин и др. // Геохимия. 1999, №11, с. 1178-1190.

9. Ветрин и др. // Геохимия. 2003, №7, с. 699-705.

ПЛЮМОВАЯ ТЕКТОНИКА КАК МЕХАНИЗМ НОВЕЙШЕГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

В.А.Вигинский

Надым, ОАО «Надымнефтегаз, vviginsky@hotmail.com

Рассмотрение неотектонического строения Азово-Черноморского региона [1], дополненное анализом вариаций геофизических полей, позволило сформировать важные соображения о механизмах его новейшего структурообразования.

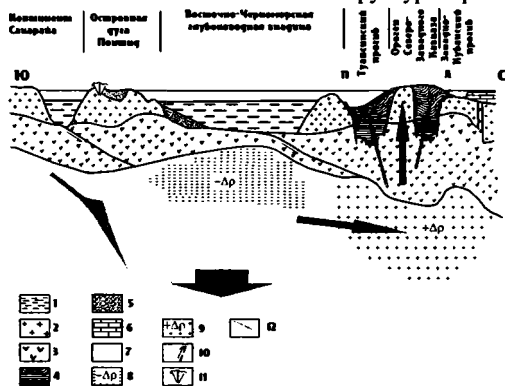


Рис.1 Глубинный разрез литосферы по профилю ГСЗ – МОГТ Варна –Сухуми: 1 – сейсмические границы: I – подошва мейотиса (N_{1m}^3), Ia – кровля майкопа ($P_3 - N_1^1$), II – кровля эоценовых отложений, III – кровля палеоценовых отложений, IIIa – подошва кайнозойского осадочного чехла в пределах континентальных массивов, IV – подошва осадочного чехла, K_0 – поверхность комплекса основания (консолидированной коры), $K_1 - K_3$ – сейсмические разделы во втором геофизическом («гранитном») слое земной коры континентального типа, M – поверхность раздела Мохоровичича; 2 – значения граничной скорости (км/сек); 3 – разломы по сейсмическим данным; 4 – мейотис – голоценовый (новейший) глубоководный комплекс; 5 – олигоцен – миоценовый глубоководный комплекс; 6 – палеоцен – эоценовый глубоководный комплекс; 7 – домайкопский чехол валов линейамента Архангельского-Андрусова; 8 – кайнозойский платформенный чехол континентальных массивов; 9 – палеозойско – мезозойский чехол континентальных массивов; 10 – второй геофизический («гранитный») слой земной коры континентального типа; 11 – первый геофизический («базальтовый») слой земной коры; 12 – вода Черноморского бассейна. Стрелками обозначен предполагаемый мантийный диапир (плюм), $\Delta\rho$ – эффективная плотность мантийного вещества (по [2]).

Характерной особенностью литосферы Азово-Черноморского бассейна является наличие слоя с пониженными скоростями в верхней мантии на глубинах 50 – 100 км. При этом, важно отметить наличие в верхней мантии глубоководной котловины разуплотненного вещества (рис. 1) в интервале глубин 20-160 км, причем $\Delta\rho$ достигает - 0,036 г/см³ (от стандартного). Отмечается также более плотное состояние горизонта,

залегающего на глубине 160 – 250 км. [2]. Основываясь на этом, а также учитывая интерпретацию структуры Паннонского бассейна, как синорогенного рифтогена, обусловленного мантийным плюмом [3], представляется возможным предположить существование астеносферного «диапира» (рис. 1) и под Черноморской впадиной.

Имеющиеся материалы [1] подтверждают совпадение ряда положительных магнитных аномалий на акватории Чёрного моря с меловыми вулканическими образованиями. Контрастные положительные аномалии магнитного поля обычно связываются с проявлениями эффузивного вулканизма островодужного типа в пределах континентального обрамления Черноморской впадины. Вместе с тем, выделяется ряд менее амплитудных аномалий, околнуривающих периферию Черноморских впадин (рис. 2). Эти магнитные аномалии обусловлены источниками со сравнительно слабой намагниченностью и отражают магнитную неоднородность низов осадочного чехла [2]. Приняв во внимание ларамийский возраст комплекса основания Черноморской впадины, прорываемого фиксируемыми магнитоактивными телами, естественно предположить их послемеловой возраст.

Недавние исследования позднекайнозойского наземного вулканизма Эгейско-Анатолийско-Кавказского участка Альпийского пояса [4] позволили установить в районе озера Ван новейший поверхностный вулканизм, геохимически специализируемый как континентально-рифтовый. Эти вулканы могут быть связаны с трансенсивными деформациями вдоль линеамента Архангельского-Андрусова, раскрывающимися, при этом, в Черноморскую котловину (рис. 2).

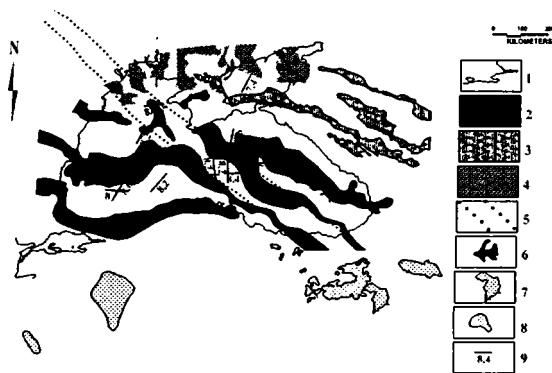


Рис.2 Карта районирования аномального магнитного поля Азово-Черноморского региона (составлена с использованием сводной карты магнитных аномалий Чёрного моря О.С. Корнева [2] и карты аномального магнитного поля Северного Кавказа): 1 – береговая линия морей; 2 – древней Восточно-Европейской платформы (связаны с аномалеобразующими телами в комплексе основания древней платформы); 3 – молодой Скифской платформы (связаны с аномалеобразующими телами в комплексе фундамента молодой плиты – герцинскими гипербазитами [1]); 4 – Анатолийско – Черноморско – Мизийской системы плит (связаны с аномалеобразующими телами в осадочном чехле плит [2], вероятно, имеющими вулканоплутоническое происхождение); 5 – линеамент Архангельского-Андрусова; 6 – выходы на дневную поверхность ультраосновных тел на Кавказе; 7 – ареалы распространения новейших вулкаников с геохимической специализацией континентального рифтинга (по [4]); 8 – новейшие суббазальные вулканики по [8]; 9 – участки профилей, на которых определены значения граничных скоростей для поверхности Мохо (в км/с) по методу полей времён [5].

Азово-Черноморский регион характеризуется анизотропией скоростей сейсмических волн в верхней мантии Черноморской глубоководной котловины [5].

Последняя отличается поперечно-изотропной структурой с осью симметрии по направлению его минимальной кристаллографической скорости (b), а направления максимальной (a) и средней (c) скоростей располагаются по направлению действующих сил. Направление максимальной скорости (соответствует длинной оси кристалла оливина – a), фиксируя линейность «растяжения», отображает пластическое растекание материала верхней мантии в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах (вдоль меридиана). Вполне вероятно, что напряженное состояние субмеридионального растяжения в земной коре Западно-Черноморского ареала обусловлено растеканием корового материала в этом же направлении (при этом, необходимо учитывать вынужденный отток вещества верхней мантии под Западно-Черноморской котловиной на юг – в сторону реализации современной коллизии [6]). В Восточно-Черноморской котловине, как уже отмечалось ранее [1], субмеридиональный подкорový переток также имеет компенсационную природу.

Литература

1. Вигинский В.А. Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М.: Геонформмарк, 1997, 98 с.
2. Геология шельфа УССР. Тектоника. Киев: Наук. Думка, 1987, 152 с.
3. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф.Грачёв. М.: Пробел, 2000, 487 с.
4. Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Симонов Д.А. и др. Позднекайнозойская геодинамика и наземный вулканизм Эгейско-Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийского пояса // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма / Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 1999, с. 321 - 325.
5. Галкин И.Н., Старшинова Е.А., Чесноков Е.М. Выявление анизотропии скоростей в мантии Черноморской впадины // Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 75-81.
6. Aksu A.E., Caloñ T.J., Hiscott R.N. Anatomy of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea, Western Turkey: Extensional Basins Above a Continental Transform // GSA Today / Volume 10. 2000. № 6.
7. Земная кора и история развития Черноморской впадины / Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Наука, 1975, 360 с.
8. Geological Map of Turkey. Scale 1:2000000 / Compiled by E.Bingöl. Ankara: General Directorate of Mineral Research and Exploration, 1989.

ПОЗДНЕМИОЦЕН-РАННЕПЛИОЦЕНОВЫЕ ТУРБИДИТЫ В РАЗРЕЗЕ ПОСТОРОГЕННЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТУАПСИНСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ ЧЁРНОГО МОРЯ)

В.А.Вигинский

Надым, ОАО Надымнефтегаз, vviginsky@hotmail.com

В данной работе рассматривается наиболее достоверно изученный новейший (меотис – четвертичный) этап осадочного заполнения глубоководной котловины Чёрного моря. Этот этап характеризовался расширением глубоководных условий осадконакопления за счёт вовлечения в соответствующий режим тектонического развития дополнительных ареалов [1]. По имеющимся оценкам глубина морского бассейна в начале меотического века была близка к современной и могла составлять 1,8 – 2 км. В этот период по всей периферии глубоководного бассейна началось формирование меотис-понтических комплексов бокового наращивания [2], часто с гравелитовым базальным горизонтом в основании [1].

Автором выполнен сейсмостратиграфический анализ меотис – плиоценового комплекса Туапсинского палеопргиба. Важной его стороной стало выделение и последующее картирование в разрезе надмайкопского комплекса отложений

Туапсинского прогиба локальных сейсмостратиграфических объектов (ССО), идентифицируемых как тела турбидитных потоков, сформированные в стадию меотис-понтической активизации сопряжённого роста Северо-Западного Кавказа и активного разрастания (и вследствие этого – некомпенсированного погружения) северо-восточной части Черноморской глубоководной впадины. Тщательное рассмотрение субширотных временных разрезов объекта 2/87 (разрезы 287032 –287037) позволило выявить в волновом поле сейсмической записи специфические тела, характеризующиеся своеобразным рисунком сейсмической записи. Эти объекты отличаются локальным распространением и приуроченностью преимущественно к верхнемиоцен-плиоценовой части разреза (рис. 1). Они имеют линзовидный характер и размеры 5-10 км по длинной оси (вдоль простирания профилей). Границы выделенных линз всегда несогласны с вмещающими толщами. Рассматриваемые объекты отличаются развитием узко локального пакета динамически выраженных отражений, что связано, по-видимому, с повышенной песчаностью разреза (рис. 1), форма записи – линзовидно-слоистая. Нередко фиксируются хаотические деформации отражающих горизонтов при сохранении динамики отражений, что может быть связано с диагенетическими (поверхностно-гравитационными) деформациями [4] псаммито-алевритовых тел турбидитных (фановых) образований, возможно, являя собой фацию «вдольрусловых» валов (“levee”).

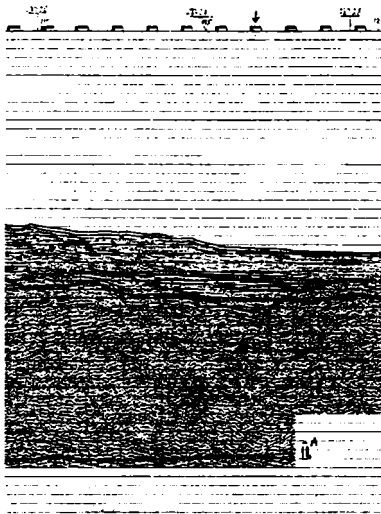


Рис.1 Фрагмент временного разреза 28734. Чёрной линией выделен ССО, интерпретируемый как тело турбидитного потока.

ССО дистальной (фановой) части рассматриваемых палеотурбидитных тел в продольном разрезе представляют собой разной степени выраженности проградационные комплексы, характеризующиеся как сигмоидальным характером отражений, так и хаотической записью с отдельными динамически выраженными горизонтами и явным рисунком вложенного врезания. Перечисленные сейсмofации, вероятнее всего, соответствуют лопастной литофации турбидитных потоков [6].

Латеральная корреляция выявленных аномалий сейсмической записи позволила картировать положение ССО языков меотис-понтических турбидитных тел в разрезе

надсарматских отложений рассматриваемой части Туапсинского прогиба (рис. 2). Как можно видеть, отчётливо проявилось совпадение выявленных поздмиоценовых турбидитных потоков и существующих в современном рельефе континентального склона Черноморской впадины каньонообразных врезов, надстраивающих речные долины южного склона Северо-Западного Кавказа (р. Шахе, Псезуапсе, Небут, Нечепсухо, Джубга, Вулан). Этот факт, учитывая новейший возраст рассматриваемого комплекса отложений, позволяет установить прямую связь долинной сети рассматриваемого участка южного склона Кавказа и характеризуемых в данной работе ССО. Это, в свою очередь, даёт возможность с достаточной степенью надёжности интерпретировать оные как тела палеотурбидитных (меотис-понтических) потоков, что подтверждается результатами бурения морского продолжения долины р. Пшада. В ходе буровых работ Керченской партией ПО «Крымгеология» в 1989-1990 годах в пределах современного шельфа было вскрыто палеоруло реки Пшада, выполненное песчаными и песчано-алевритовыми комплексами (вероятно, предакчагыльскими [5]) и протягивающееся к бровке шельфа Чёрного моря.

В соответствующий период (меотис – понт) по периферии Палеочерноморского бассейна помимо прикавказской акватории, по-видимому, существовало несколько участков с подобными гипсометрическими соотношениями [7]: прикрымский склон, а также два крупных участка вдоль южного борта Черноморской глубоководной впадины – широтный Восточно-Таврский (до границы с Грузией) и западный, соответствующий зоне прямого транзита, примыкающей к восточной части Западного Тавра.

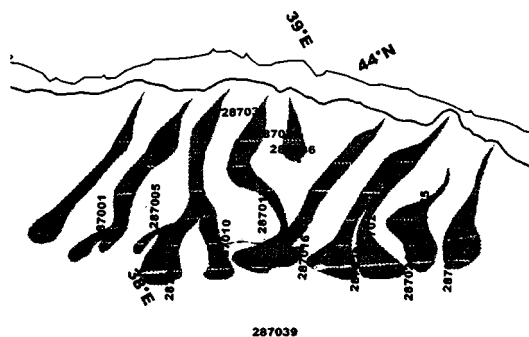


Рис.2. Карта расположения ССО языков меотис-понтических турбидитных тел в разрезе надсарматских отложений рассматриваемой части Туапсинского прогиба. Языки палеотурбидитных тел показаны крапом (слева направо: Палеовулан, Палеоджубга, Палеонечепсухо, Палеонепсебуз-Палеонпсезуапсе, Палеошахе). Изолиниями обозначены изобаты. Нанесены: положение профилей объекта 2/87 и градусная сеть.

Выявленные тела палеотурбидитных (меотис-понтических) потоков характеризуются следующими параметрами: длина потоков (включая фановые комплексы) – до 70 км (~ 40 миль), длина потоков до зоны их бифуркации – до 40 км (~ 23 мили). Близкими величинами характеризуются основные параметры детально описанного [6] миоценового песчаного тела глубоководного турбидитного потока в пределах бассейна Adana, южная Турция. Специфической особенностью пространственной конфигурации рассматриваемых тел турбидитного типа является их бифуркация между профилями 28735 и 28734. Данное явление может отображать положение тылового шва континентального склона Черноморской впадины в

позднемиоценовое - раннеплиоценовое время, что фиксирует смещение континентального склона глубоководной котловины на север на 30 – 35 км.

Литература

1. Геологическая история Чёрного моря по результатам глубоководного бурения / Отв. ред. Непрочнов Ю.П. М.: Наука, 1980, 212 с.
2. Вигинский В.А. Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М.: Геоинформмарк, 1997, 98 с.
3. Туголесов Д.А. и др. Древний и современный континентальный склон Чёрного моря // Геология океанов и морей / Тезисы докладов 6 Всесоюзной школы морской геологии, т.2. М.: 1984, с.210-212.
4. Cronin B.T., Hurst A., Celik H., Turkmen I. Superb exposure of a channel, levee and overbank complex in an ancient deep-water slope environment // *Sedimentary Geology*. 2000. № 132, p. 205-216.
5. Островский А.Б. Регрессивные уровни Чёрного моря и их связь с переуглублением речных долин Кавказа // Известия АН СССР / Серия географическая. 1967. № 1, с. 30-39.
6. Satur N., Hurst A., Cronin B.T., Kelling G., Gurbuz K. Sand body geometry in a sand-rich, deep-water clastic system, Miocene Cingoz Formation of southern Turkey // *Marine and Petroleum Geology*. 2000. № 17, p. 239-252.
7. Вигинский В.А., Ефимов В.И. Сейсмостратиграфическое расчленение разреза в пределах Туапсинского прогиба // Разведка и охрана недр. 1998. № 1, с. 8-12.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ГЕОСФЕР. ПЕРВЫЕ 500 МЛН. ЛЕТ

А.В. Витязев, Г.В. Печерникова

Москва, Институт Динамики Геосфер РАН, avit@idg.chph.ras.ru

Среди астрофизических открытий последних десятилетий два имеют непосредственное отношение к теории происхождения Земли и планет. Во-первых, открыты газопылевые диски около сотен молодых звезд, подобных раннему Солнцу. Во-вторых, открыты десятки планетных систем. Таким образом, модель происхождения планетной системы Солнца, созданная усилиями нескольких исследовательских групп в России, США и Японии в 70-90 гг. ушедшего столетия, с помощью которой проводились поиски получила весомое подтверждение своих основ. К началу этого столетия данные по радиоактивным изотопам позволили нарисовать согласованную с динамическими расчетами картину. Времена образования родительских тел древнейших метеоритов 4.5-4.6 млрд. лет, древнейших лунных пород 4.4-4.5 млрд. лет, возраст древнейших земных пород около 4млрд.лет. Показано, что, в отличие от воззрений 50-70-х гг., существенный нагрев недр части допланетных тел, дегазация, плавление и дифференциация примитивного вещества происходили уже на стадии их формирования, т.е. в первые млн. и десятки млн. лет. Следовательно, формирование геосфер необходимо отслеживать, начиная уже со стадии формирования протопланет. С этой точки зрения рассмотрены последние результаты исследований по формированию ядра и мантии и сценариям образования Луны. Балансовые расчеты для Земли, основанные на U–Th–Pb и др. изотопным системам показали возможность согласования изотопных и геохимических маркеров для сценария с дифференциацией, протекающей одновременно с ростом планеты. Широко обсуждаемый сценарий формирования Луны рассматривает ударный выброс после падения на растущую Землю дифференцированного тела с массой не менее массы Марса. Обсуждаются результаты расчетов динамических последствий такого столкновения и геохимические следствия (с сопоставлением данных по Луне). Обсуждается комплексная модель формирования Луны ударными выбросами от нескольких крупных тел, позволяющая избежать трудностей гипотезы единичного удара.

Остается нерешенной проблема легкой добавки к FeNi в земном ядре (S?, O?, C?, Si?). Проведенные в ИДГ РАН эксперименты по нагреву и плавлению образцов метеорита Царев показали, что в ходе плавления примитивного вещества FeNiS компонента легко отделяется от силикатов и может представлять собой вещество, формировавшее ядро планетезималей и первичное земное ядро. Содержания следовых сидерофильных элементов в FeNi компоненте расплава вещества Царева и их средних содержаний в железных метеоритах весьма сходны. Нами проведены расчеты термической истории планеты и показано, что они не противоречат изотопным данным. Энергобаланс ранней Земли приведен в табл. 1.

Таблица 1. Энергобаланс Земли в первые 500 млн. лет

ИСТОЧНИКИ		Эрг
1	Короткоживущие радиоактивные Al ²⁶ , Fe ⁵⁰	10 ³⁷
2	Долгоживущие радиоактивные U, Th, K ⁴⁰	4 10 ³⁷
3	Энергия ударов падающих тел	2 10 ³⁹
4	Энергия упругого сжатия	10 ³⁷
5	Энергия дифференциации	1.5 10 ³⁸
6	Энергия приливной диссипации	10 ³⁷
7	Энтальпия падающих планетезималей	10 ³⁷
8	Энергия химических реакций *и фазовых переходов*	10 ³⁷
9	Солнечная энергия ИК – УФ + солн. Ветер	2.5 10 ³⁸

* в зависимости от эндо- или экзотермичности знак «-» или «+»

ПРОЦЕССЫ ТЕПЛО-МАССОПЕРЕНОСА		Nu
1	Ударное перемешивание	10 ² –10 ⁵
2	Адвективные течения	10 ² –10 ³
3	Конвективный теплоперенос	10
4	Кондуктивный теплоперенос, Диффузионный массоперенос	1 1
5	Флюидный	?
6	Приливное пенеплирование	10
7	Ударный выброс на гелио- и геоцентрические орбиты	1~ 10% M _⊕

Данные по древним цирконам Австралии указывают на седиментогенез в присутствии водных бассейнов и гранитообразование 4.1-4.4 млрд. лет назад. Эти исследования открывают уникальное «циркониевое окно» для исследователей первых сотен миллионов лет эволюции примитивных оболочек. В докладе приводится спектр масс и скоростей тел, формировавших планету (табл. 2), усредненный состав тел в зоне планет земной группы и обсуждаются возможные составы примитивных коры, гидросферы и атмосферы. Неопределенности в оценках валового состава тел, образовавших Землю, ведут к неопределенности обилия летучих (H₂O, CO₂ и др.) в несколько раз.

Исследование образцов метеоритов, доведенных до плавления, показали, что, кроме первичной дифференциации на силикатную и металлическую компоненты, и та и другая подвергаются вторичным процессам ликвации. В расплаве металла FeS отделяется от FeNi, а в силикатной компоненте проявляется отделение очень небольшой части компоненты анортозитового состава (аналог первичной коры?) от прочей, в среднем, ультраосновной компоненты (примитивная мантия?). Далее в

докладе кратко обсуждаются данные об образовании ионосферы и магнитосферы, а также последние результаты о возможности формирования биоты в первые 500 млн. лет.

Таблица 2. Распределение крупных тел в зоне питания растущей Земли

Масса растущей Земли $m(t)$	$0.7 m_{\oplus}$	$0.9 m_{\oplus}$	$0.99 m_{\oplus}$	
Время роста, 10^5 лет	~ 50	~ 80	~ 100	
Массы и радиусы пяти крупнейших тел				
m_1 (g)	$3.1 \cdot 10^{26}$	$1.1 \cdot 10^{26}$	$1.2 \cdot 10^{25}$	
r_1 (km)	2600	1900	900	
m_2 (g)	$9.0 \cdot 10^{25}$	$3.1 \cdot 10^{25}$	$3.2 \cdot 10^{24}$	
r_2 (km)	1700	1200	570	
m_3 (g)	$5.1 \cdot 10^{25}$	$1.8 \cdot 10^{25}$	$1.8 \cdot 10^{24}$	
r_3 (km)	1400	1000	470	
m_4 (g)	$3.5 \cdot 10^{25}$	$1.2 \cdot 10^{25}$	$1.2 \cdot 10^{24}$	
r_4 (km)	1300	900	420	
m_5 (g)	$2.6 \cdot 10^{25}$	$9.0 \cdot 10^{24}$	$9.0 \cdot 10^{23}$	
r_5 (km)	1200	800	380	
Интервал радиусов (km)	Число тел $N(r)$ В зоне питания планеты			
	500 – 100	2150	870	127
	100 – 10	$6.9 \cdot 10^5$	$2.8 \cdot 10^5$	$4.1 \cdot 10^4$
	10 – 1	$2.2 \cdot 10^8$	$8.8 \cdot 10^7$	$1.3 \cdot 10^7$

Выводы

1. Согласованные теория и данные сравнительной планетологии и наук о Земле позволяют с уверенностью говорить о том, что формирование планет земной группы проходило от появления первых конденсатов (4,566–4,567 млрд. лет назад) за 30–100 млн. лет.
2. Формирование Луны было вызвано в основном ударными выбросами от крупных падающих тел незадолго до завершающей стадии формирования Земли.
3. Отделение высокожелезистой компоненты от силикатов протекало в некоторых родительских телах современных метеоритов и в растущих протопланетах.
4. Образование земного ядра в основном протекало в ходе аккумуляции Земли.
5. Дифференциация мантийного вещества, начавшаяся в ходе аккумуляции Земли, продолжалась в последующие периоды, что согласуется и с результатами по исследованию других изотопных систем (Nd–Sm, Rb–Sr).
6. Существенное снижение потока падавших тел и интенсивности ударной переработки следует ожидать лишь к концу первых 500 млн. лет. К этому моменту затухание ударной стерилизации могло дать шанс к выживанию первичной биоты.
7. Если в составе падавших тел было такое же разнообразие по составу, как это мы наблюдаем в метеоритах и межпланетной пыли в земной коллекции, то следует ожидать весьма больших временных и пространственных флуктуаций восстановительно–окислительной обстановки в отдельных резервуарах и соответствующих вариаций в составе так называемого C–O–H–N–P–S – мира органики.

8. Стохастический характер аккумуляции планеты приводил к большим флуктуациям термодинамических условий и пережимаемости во времени и пространстве горячих и холодных резервуаров.

Ограниченное количество данных о ранней Земле не позволяет пока сделать более определенные выводы о составе ранней атмосферы и ее массе. То же следует сказать и о массах первичной гидросферы и коры. Определенные надежды мы связываем с лабораторными экспериментами типа планируемого в ИДГ РАН эксперимента «Царев-2» по определению состава газов из нагреваемого образца метеорита.

ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КAVКАЗА

Т.В. Гуоргобиани

Тбилиси, Геологический институт АН Грузии

Коллизионные структуры представляют собой совокупность различных морфолого-кинематических дислокаций, которые образовались на позднекайнозойской орогенной стадии развития Большого Кавказа (БК) в области коллизии Аравийской и Восточно-Европейской платформ. Этот новейший коллизионный этап, охватывающий более чем 11 млн. лет, начался в позднем миоцене после внедрения Аравии в складчатые системы Кавказского сектора Альпийского Средиземноморского подвижного пояса и ее продвижения в долготном направлении в сторону Евроазиатского континента. Сближение этих платформ вызвало резкое сокращение ширины зажатых между ними складчатой системы БК и прилегающего Закавказского межгорного прогиба (прежде Черноморско-Закавказский срединный массив, микроплита или микроконтинент), что сопровождалось интенсивными деформациями этих регионов. Изменение геодинамического режима в начале позднего кайнозоя обусловило переориентировку движений микроконтинентов в Кавказском секторе, что вызвало смену плана тектонических деформаций в регионе с северо-восточного на субмеридиональное [1]. Особенно сильные деформации на неотектоническом этапе в обстановке континентальной коллизии происходили и продолжают действовать и в настоящее время в зоне сопряжения Южного склона складчатой системы БК и Черноморско-Закавказского срединного массива, с наложенными на нем Рионской и Куринской молассовыми депрессиями. При этом активным являлся микроконтинент, который, как считает большинство исследователей, пододвигается под горноскладчатое сооружение БК. Ограничивающая БК с севера Скифская плита с наложенными на нее передовыми прогибами в этом коллизионном процессе играла пассивную роль и оставалась относительно неподвижной, как и на ранних стадиях альпийского структурообразования [2].

Позднекайнозойский этап развития БК существенно отличается от предшествующей раннеальпийской стадии по характеру деформационных процессов. Вновь возникшая обстановка субмеридионального горизонтального сжатия привела к косоугольной коллизии существующих тектонических зон Кавказского сектора, имеющих северо-западные простирания, в том числе ЧЗМ со складчатой системой БК. В результате такой деформации происходило усложнение и преобразование складчатости Мегантиклинория БК, а также одновременное формирование новых складчатотарзальных и прочих своеобразных структур. Это обусловило возникновение разнотипных парагенезов коллизионных структур как в пределах БК, так и в области Закавказья [3]. Некоторые типы позднеорогенных структур, сформированных на

неотектонической стадии были выделены ранее в краевых зонах мегантиклинория [4]. К этому времени относится образование складчато-шарьяжных структур южного склона БК [5]. Позже автором также были описаны некоторые коллизионные дислокации в пределах рассматриваемого региона [3].

Формирование коллизионных структур в пределах БК происходили в условиях различного кинематического режима. Но все виды этих дислокаций, несмотря на их большое морфологическое разнообразие, обусловлены единой причиной деформаций, создаваемой единым коллизионным процессом в новой геодинамической обстановке. Поэтому они представляют собой самостоятельный класс тектонических структур, присущий коллизионному этапу развития региона. Эти образования также называют неотектоническими, позднеальпийскими, позднекайнозойскими, позднемиоцено-антропогенными, позднеорогенными и новейшими структурами. Термин "коллизионные структуры" для таких дислокаций, развитых в пределах БК, который употребляет автор [3], очевидно, более точно отражает время и причину формирования этих образований. В настоящее время до сих пор не все морфологические и генетические типы коллизионных структур рассматриваемого региона выявлены и исследованы. Вместе с тем их изучение имеет большое значение, поскольку они позволяют с большой достоверностью определить те кинематические и геодинамические процессы, которые происходили в регионе в новейшее время.

Позднекайнозойская коллизионная тектоника сыграла значительную роль в формировании альпийской структуры БК, хотя возникшие при ее проявлении деформации не носят однообразный региональный характер, а являются локальными и разнотипными в отличие от доорогенных структур. Особенности коллизионных дислокаций определяет характер взаимодействия блоков Черноморско-Закавказской микроплиты и подвижной системы БК. В процессе деформации на разных отрезках коллизионной зоны происходили движения различной кинематики и динамики - прижатие (привдвигание), вдавливание, пододвигание или надвигание отдельных блоков (шолей и микроплит) микроконтинента к южному краю мегаантиклинория [6, 7].

Позднеальпийские коллизионные образования, развитые в пределах БК, выражены группой разнотипных дислокаций. К коллизионным складчатым структурам относятся: новообразованные линейные разнопорядковые складки (от нескольких до 1000 м) в основном широтного простирания, интерференционная складчатость, складчато-покровные, складчато-надвиговые и поддвиговые структуры, приразломные и надразломные складки, присдвиговая складчатость, коленообразные в плане изгибы складчатой системы в целом или ее отдельных зон (горизонтальные флексуры), кинк-структуры в толщах ниже-среднеюрских глинистых сланцев в осевых зонах БК, пологие моноклинали, тектонические ступени в фундаменте, выраженные в альпийском осадочном чехле крупными флексурами, субширотная дополнительная инконгруэнтная мелкая складчатость, осложняющая более крупные ранние складки и образованная в результате их интенсивного дожимания. Такими же коллизионными структурами являются также более крупные образования, развитые в пределах мегантиклинория и представленные горст-антиклинориями и грабен-синклинориями.

К коллизионным разрывным структурам принадлежат новообразованные субширотные взбросы, система поддвигов и надвигов, диагональные сопряженные сбросо-сдвиги северо-западного и северо-восточного простирания, листрические разломы, ограничивающие снизу тектонические покровы, односистемные левые сбросо-сдвиги, правые сдвиги, развитые по древним разломам северо-западного простирания, субмеридиональные сбросо-сдвиги, ограничивающие главные сегменты БК.

Коллизионными структурами являются также: коллизионный кливаж, плоскости

которого как по простираннию, так и по падению обычно не совпадают с осевыми поверхностями складок, протрузивные структуры, состоящие из холодно внедренных в нижнеюрские глинистые толщи глыб, блоков и тел разного размера палеозойских гранитоидов и метаморфических пород, а также инъективные дислокации, представленные выжатями между пластинами и в сколовых разрывах в палеозойских породах юрских глинистых сланцев, развитых в осевых зонах БК. Кроме того, к коллизионным образованиям относятся сформированные в толщах нижней юры на новейшем этапе пояса диабазовых даек, с нередко развитыми в них будинаж-структурами, а также наноплиты, шолы и ограничивающие их сдвиговые нарушения в пределах Черноморско-Закавказской микроплиты [6,7]. Такими же структурами являются новейшие поперечные морфоструктуры БК – Транкавказское поперечное поднятие и поднятие Дагестанского клина [4].

Таким образом, в результате проявления коллизионной тектоники складчатая система БК претерпела значительное усложнение ее внутреннего строения и внешней морфоструктуры. Позднеальпийское время представляет собой этап преобразования и разрушения раннеальпийской складчатой структуры и создания новых коллизионных структур, что является отражением тех деструктивных процессов, которые происходили в регионе на новейшей стадии его развития.

Литература

1. Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Проблема альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.; Наука, 1987. С.35-40.
2. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О зональности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа // Сообщ. АН ГССР, т.100, № 2.1980. С. 357-360.
3. Гиоргобиани Т.В. Парагенезы коллизионных структур Кавказа // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997, С. 39-41.
4. Милановский В.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М: Недра, 1968. 481 с.
5. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1997, 80 с.
6. Гиоргобиани Т.В. Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1999. С. 174-178.
7. Гиоргобиани Т.В. Шолеваая тектоника Большого Кавказа и прилегающего Закавказья // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1999. С. 178-181.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКЕ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАЙОНА

*А.С.Гладков**, *В.А.Матросов***, *С.А.Борняков**, *И.А.Дзюба**

* Институт земной коры, СО РАН, г.Иркутск, gladkov@crust.irk.ru

** ЯНИГП ЦНИГРИ, г.Мирный

Приуроченность кимберлитового магматизма к зонам глубинных разломов не вызывает сомнения у большинства исследователей. Однако до сих пор не удалось разработать, выделить и систематизировать основные критерии, определяющие структурный контроль разломной тектоникой кимберлитовых тел на средне- и крупномасштабных уровнях. Одной из причин такого положения дел является низкая изученность структурными методами особенностей проявления разрывных нарушений и трещиноватости в платформенном чехле. Недостаток структурных данных нередко приводит к тому, что структурные модели, составленные разными исследователями для одних и тех же кимберлитовых тел, отличаются, а контролирующие функции либо

приписываются разломным зонами разных направлений [1,2,3], либо вообще отрицаются для разломов регионального и локального масштабных уровней [4]. Наши работы были направлены на специализированное изучение разрывных нарушений и тектонической трещиноватости в зонах влияния основных кимберлитовмещающих разломов Мало-Ботуобинском районе. Полученные данные позволили предложить новую модель формирования этих разломов и проверить ее экспериментально.

Разломную структуру Мало-Ботуобинского района определяет Вилкойско-Мархинская зона разломов, основные из которых (Западный, Центральный, Параллельный, Восточный и др.) уверенно картируются в виде линейных полосовых аномалий магнитного и гравитационного полей. Эти региональные разломы фундамента не имеют продолжения в перекрывающем их чехле в виде единых, протяженных магистральных сместителей, а проявляются здесь в виде зон сгущения локальных разломов шириной до 2.5 - 3 км. О внутреннем строении этих зон практически ничего не известно, хотя именно в их пределах размещены все обнаруженные к настоящему времени кимберлитовые тела. Поэтому полевые тектонофизические исследования были направлены, прежде всего, на изучение и типизацию (с точки зрения парагенетического анализа) структурных обстановок в зонах указанных разломов в верхней части осадочного чехла с помощью метода сплесткартирования [5].

Полученные данные свидетельствуют, что определяющую роль в строении зон указанных разломов в осадочном чехле играют: субвертикальные (зоны повышенной трещиноватости, грубого расщепления и дробления пород мощностью от первых метров до десятков, реже - сотен метров), а также субгоризонтальные (послойные и межслоевые нарушения) дизъюнктивы. Из субвертикальных (углы падения 80-88°) наиболее многочисленными являются разрывы север-северо-восточного простираения. Вторые по значимости – разрывные нарушения северо-западного направления. Третью группу составляют дизъюнктивы близширотной ориентировки, среди которых выделяются незначительные максимумы восток-северо-восточные и запад-северо-западного направлений.

Зафиксированные системы разрывов, их кинематические характеристики и пространственные взаимоотношения, укладываются в схему проявления двух этапов сдвиговых деформаций в зонах влияния разломов субмеридионального направления. При этом на момент правосдвиговых движений R и R' – сколами будут дизъюнктивы север-северо-восточного и запад-северо-западного простираений, а при левом сдвиге – северо-западного и восток-северо-восточного, соответственно. Послойные срывы надвигового типа, зафиксированные на различных участках обследованной площади, в этом случае представляют собой разрывы дополнительной системы, обеспечивающие возможность перемещения материала вдоль субвертикальных сдвиговых нарушений основной (R -сколы) и второстепенной (R' -сколы) систем [6].

Предложенная модель двухэтапного формирования сети разрывных нарушений в пределах Мало-Ботуобинского кимберлитового района была проверена экспериментально.

В рамках проведенного физического моделирования выяснялась возможность наложений новообразованных систем разрывов на ранее существовавшие в пределах одной разломной зоны, развивающейся в условиях двухэтапного действия разнонаправленных сдвиговых деформаций. Моделирование выполнено на установке «Разлом», с соблюдением условий подобия. Граничные условия экспериментов определялись в соответствии с критерием-комплексом подобия:

$$\eta / \rho g L T = \text{const. (1)},$$

где η - вязкость, Па·с; ρ - плотность, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с²; L –

линейные размеры, м; Т – время, с. Правомерность использования данного критерия-комплекса обсуждалась [7,8].

В качестве модельного материала использованы водные пасты монтморилонитовой и бентонитовой глины, которые обладают упруговязкопластичными свойствами [9,10]. Эксперименты проведены на двухслойных моделях. Нижний слой, имитирующий фундамент платформы, изготавливался из монтморилонитовой глины вязкостью $\eta=107$ Па·с и имел толщину 10-1 м, что в пересчете через коэффициенты подобия соответствует 100 км литосферы с вязкостью $\eta=1023$ Па·с. Верхний слой модели, имитирующий осадочный чехол, изготавливался из бентонитовой глины вязкостью 104 Па·с при толщине 4·10⁻³м, что соответствует величинам этих параметров 1020 Па·с и 4·10³м в его природном аналоге. Эксперимент проводился в три этапа.

В первый этап слой, имитирующий фундамент платформы деформировался при одностороннем боковом сжатии до тех пор, пока в нем не сформировались хорошо проработанные сопряженные сдвиговые зоны. Внутреннее строение каждой зоны в первую стадию развития представлено двумя системами опережающих разрывов типа R и R' - сколов. В дальнейшем преимущественное развитие получали только первые из них.

Во второй этап на модель накладывался второй слой, соответствующий платформенному чехлу, и возобновлялось её деформирование при неизменных условиях. В чехле со временем формируется редкая сеть разрывов. Это объясняется тем, что в нижнем слое модели ряд разрывов утратил активность и в верхнем слое не проявляется.

В третий этап производилось заглаживание поверхности модели и продолжалось её деформирование при новом направлении бокового сжатия, отличающегося от первоначального на 90°. Заглаживание модели было необходимо для того, чтобы более четко зафиксировать разрывы, формируемые при смене направления движения в сдвиговых зонах.

Анализ особенностей разрывообразования в сопряженных сдвиговых зонах (для платформенного чехла) при смене знака подвижки показал следующее:

- сформированные на втором этапе системы разрывов сдвиговых зон верхнего слоя, имитирующего платформенный чехол, при смене направления действия сил, активизируются лишь фрагментарно меняя при этом знак подвижки. Часть ранее сформированных разрывов (или их сегментов) на третьем этапе не проявляется;

- при смене направления сжатия модели, несмотря на наличие и частичную активизацию разрывной структуры второго этапа, в сдвиговых зонах формируются новые разрывы (R и R' сколы). Ориентировка последних существенно отличается от направлений разрывов, заложившихся на втором этапе. В целом полученная интегральная схема разрывных нарушений, сформированных в модели при двухэтапном её деформировании, согласуется с аналогичными схемами, построенными по полевым наблюдениям, что является дополнительным аргументом в пользу правомерности предложенной выше интерпретации полевых данных.

Заключение.

Таким образом, полевое и экспериментальное изучение зон субмеридиональных разломов Мало-Ботуобинского кимберлитового района позволяют сделать вывод об их формировании в течении как минимум двух этапов сдвиговых движений. При этом в строении разломных зон наблюдается “наложение” структурных планов разных этапов. Полученные результаты дают возможность наметить пути дальнейшего поиска структурных факторов локализации кимберлитовых тел с учетом известных закономерностей внутреннего строения зон сдвиговых разломов. Можно

предположить, что наиболее благоприятными для проявления кимберлитового магматизма в сдвиговых зонах представляются участки взаимодействия субпараллельных разрывов – сдвиговые дуплексы, в пределах которых наиболее отчетливо проявляются элементы растяжения и/или сжатия.

Литература

1. Молчанов Ю.Д., Саврасов Д.И. Физико-геологическая характеристика кимберлитоконтролирующих разломов Мирнинского кимберлитового поля // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985.- С.45-64.
2. Борис Е.И., Францессон Е.В. О закономерностях размещения кимберлитовых тел в Мало-Ботуобинском районе (Западная Якутия) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка", 1992, №5, С.125-132.
3. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж, 2000. – 161с.
4. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей – Л., Недра, 1979. – 183с.
5. Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика, 1994, №9, с.112-130.
6. Семинский К.Ж. Разрывная структура континентальных зон растяжения, сжатия и сдвига (тектонифизические закономерности) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Иркутск. – 2002. –33с.
7. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск. Наука. Сиб.отд.-ние. 1983. 112с.
8. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск. Наука. Сиб. Отдел. 1991. 261с.
9. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536с.
10. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. - Иркутск, 1986. - 130 с. Деп. ВИНТИ 13.08.86, №5762-В86.

ЗАРОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА ВДОЛЬ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П.Гладкочуб, А.М.Мазукабзов, А.М.Станевич, Т.В.Донская
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@gpg.crust.irk.ru

Важными индикаторами стадии деструкции суперконтинентов и раскрытия новых океанических бассейнов являются вулканогенные и осадочные комплексы пассивных континентальных окраин. В пределах южной окраины Сибирского кратона к подобным комплексам относятся вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования хотской свиты и байкальской серии верхнего рифея, фиксирующие стадии раскрытия и последующей эволюции Палеоазиатского океана, возникновение которого было связано с распадом неопротерозойского суперконтинента Родиния.

В пределах рассматриваемой территории базальные горизонты хотской свиты с несогласием залегают на гранитах приморского комплекса и перекрывается рифейскими доломитами голоустинской свиты байкальской серии.

Среди вулканитов хотской свиты присутствуют зеленокаменно измененные порфириды и туфы базальтового, андезитобазальтового и, редко, андезитового состава.

Проанализированные вулканиты представляют собой образования единой дифференцированной базальт-андезитовой серии. При этом, умеренно-щелочные различия проявлены в значительно меньшей степени относительно базальтоидов толенговой специфики. По комплексу геохимических характеристик вулканиты отвечают образованиям внутриплитных обстановок, а также породам деструктивных континентальных окраин. Проведенные расчеты показали, что родоначальные для вулканитов расплавы были произведены в относительно малоглубинной,

незначительно дифференцированной магматической камере, располагающейся в пределах утоненной литосферы. Все изученные вулканиты имеют существенно пониженные значения ϵ_{Nd} (около -15; -17), характерные для пород, формирующихся под воздействием плюмов, в том числе, возникающих в обстановках внутриконтинентального растяжения [1, 2]. Как правило, подобные комплексы присутствуют в основании разрезов пассивных континентальных окраин и фиксируют предрифтовую стадию эволюции этих структур.

Для более надежного обоснования генетической связи вулканитов с процессами заложения пассивной окраины Палеоазиатского океана, рассмотрим осадочные образования этой окраины – отложения байкальской серии, в базальных горизонтах которой и встречаются вулканиты хотской свиты.

Байкальская серия включает в себя голоустинскую, улунтуйскую и качергатскую свиты. Проведенные исследования позволили установить, что разрез байкальской серии может быть условно разбит на две части, отвечающих различным обстановкам седиментогенеза и отражающих различные тектонические режимы [3]. Основание и нижние горизонты байкальской серии (голоустинская свита) формировались на стадии зарождения океанического бассейна (растяжение в краевой части Сибирского кратона с образованием рифтогенных впадин и разделяющих их поднятий), в то время как более верхние подразделения (улунтуйская и качергатская свиты), вероятно, были образованы на пострифтовой стадии.

Согласно опубликованным работам [4, 5, 6], в эволюции пассивных окраин условно выделяются три основных стадии: предрифтовая, рифтовая и пострифтовая. На предрифтовой стадии район зарождающейся пассивной окраины зачастую испытывает некоторое воздымание, сопровождающееся уничтожением осадочного комплекса, накопившегося на площади фрагмента континентальной коры на протяжении периода времени, предшествовавшего началу развития пассивной окраины. По-видимому, именно это возможное воздымание южной окраины Сибирского кратона на предрифтовой стадии эволюции (в неопротерозое) и обусловило полное уничтожение палео-, мезо- и, частично, неопротерозойских осадочных комплексов. Благодаря разрушению и сносу этих осадочных комплексов, вулканиты хотской свиты залегают непосредственно на раннепротерозойских гранитоидах приморского комплекса, а из разреза выпадает целый фрагмент, формирование которого должно было иметь место на интервале от 1,8 млрд. лет (палеопротерозой) и вплоть до начала развития пассивной окраины (верхний рифей). Дополнительным свидетельством подобного воздымания южной части Сибирского кратона в неопротерозое может служить отсутствие осадочных образований среднего протерозоя на территории Бирюсинской глыбы, Шарыжалгайского выступа (кроме Урикско-Ийского грабена) и Северного Прибайкалья. Во всех этих районах неопротерозойские осадочные образования пассивной окраины залегают непосредственно на породах архей-раннепротерозойского фундамента или же на палеопротерозойских гранитоидах.

Последующая рифтовая стадия характеризуется дроблением континентальной коры и возникновением серии клавишеобразных систем, образованных чередованием грабенов и горстов. Процессы деструкции литосферы сопровождаются вулканической деятельностью, а образовавшиеся грабены заполняются грубообломочным материалом [6]. Подобную картину можно наблюдать и в основании разреза рассматриваемой пассивной окраины Сибирского кратона. В базальных горизонтах хотской свиты, а также в строении подстилающей байкальскую серию нуганской свиты, присутствуют плохосортированные грубообломочные осадочные образования. В этих же осадочных толщах присутствуют вулканиты хотской свиты. Так как хаотическое осадконакопление и вулканическая деятельность четко приурочена к областям

опусканий (грабенов), то ни конгломераты и гравелиты хотской и нуганской свит, ни вулканы не имеют широкого регионального распространения, а представлены, главным образом, в пределах узких линейных зон, представляющих собой, вероятно, фрагменты палеограбен.

Переход от рифтовой стадии к послерифтовой отражает начало зарождения новой океанической коры и, во всех известных случаях, фиксируется несогласным залеганием пострифтового осадочного комплекса на образованиях предшествующей рифтовой стадии. Несогласие в основании пострифтового комплекса обусловлено тем, что его отложения перекрывают не только вулканогенно-осадочные разрезы палеограбен, но и залегают на горстовых поднятиях. Подобное несогласие получило название «несогласие растяжения» (или *breakup unconformity*) и фиксирует начало спрединга в прилегающем океаническом бассейне [6]. Все эти свидетельства перехода к пострифтовой стадии развития присутствуют в строении рассматриваемой пассивной окраины Сибирского кратона, хотя свидетельств спрединга и связанной с ним эндогенной активности в разрезах байкальской серии не фиксируется, за исключением незначительной примеси туфового материала в осадочных образованиях голоустинской свиты. Отсутствие масштабно проявленных свидетельств вулканической и субвулканической деятельности, связанной с раскрытием океанического бассейна, в разрезах байкальской серии вполне объяснимо в рамках модели развития пассивных окраин, предложенной в [4]. Согласно этой модели, а также особенностей развития пассивных окраин Центральной Атлантики, основные продукты вулканической деятельности могут быть сосредоточены, главным образом, на площади отодвигающейся плиты, в то время как в разрезах шельфовых областей, непосредственно прилегающих к окраине континентального блока, подобных свидетельств вулканизма вполне может не сохраняться [4, 5 и др.]. Возможно, подобной схемой развития пассивной окраины обусловлено отсутствие продуктов вулканизма в осадках байкальской серии. Кроме этого, следует отметить, что ось спрединга в пределах зарождающегося бассейна может не совпадать с осью предшествующего рифтогенеза, а быть смещенной относительно нее в ту или иную сторону. Подобное явление наблюдается, в частности в пределах Центральной Атлантики, где ось спрединга была смещена в восточном направлении относительно оси внутриконтинентального рифта, в результате чего рифтогенные комплексы сохранились на современном побережье Северной Америки, а раскрытие океана произошло значительно восточнее. вполне вероятно, что подобный механизм мог иметь место и при раскрытии неопротерозойского океанического бассейна вдоль южного фланга Сибирского кратона. В этом случае зона спрединга могла быть удалена к востоку (в современных координатах) от окраины кратона (область внутриконтинентального рифтогенеза), а сопровождавшие процессы растяжения магматические и вулканические события, не отразились в области бассейна, непосредственно прилегающего к кратону.

Дальнейшее развитие неопротерозойской пассивной окраины Сибирского кратона на пострифтовой стадии, вероятно, полностью соответствовало универсальным законам эволюции этих структур [4, 6], сопровождалось прогрессивным наращиванием мощностей осадочных толщ и протекало в относительно спокойном тектоническом режиме вплоть до начала качергатского времени.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», а также гранта Президиума СО РАН для молодых ученых.

1. Rollinson H. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation // NY.: Longman Group UK LTD. 1993, 344 p.
2. Интерпретация геохимических данных. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. М.: Интермет-инженеринг. 2001. 288 С.
3. Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // Доклады Академии Наук. 2001. Т. 378. № 3. С. 370-374.
4. Vernike B., Burchfield D.C. Models of extential tectonics // J. Struct. Geol., 1982. V. 4. P. 105-115.
5. Vernike B., Tilke P.G. Extensional tectonic framework of the U.S. Central atlantic passive margin // In: A.J.Tankard, H.R.Balkwill (Eds.) Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins, 1989. Tulsa OK: Americ. Assoc. Petrol. Geol. Mem. V. 46. P. 7-21.
6. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.:Изд-во МГУ. 1995. 480 с.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАНОРОЗОЕ

В.А. Глебовицкий

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
vg@vg1404.spb.edu

1. Одной из фундаментальных проблем геологии является определение длительности геологических процессов в разные эпохи эволюции Земли. Существовало представление о различных ее темпах в раннем докембрии и фанерозое. В качестве одной из альтернатив авторами была выдвинута идея о существовании в обоих случаях двух типов проявления тектоно-метаморфических циклов, когда они разделены длительными временными интервалами или последовательно проявлялись в течение очень коротких промежутков времени (5). Эта закономерность была прослежена на примере тектонических структур Балтийского щита и Центрально-Азиатского пояса. В последние годы проведены геологические и изотопно-геохронологические исследования в этих регионах и получен новый обширный материал, который позволяет проследить геодинамическую эволюцию эталонных тектонических структур не только в рамках тектоно-метаморфического цикла, но охватить всю последовательность геологических событий тектонического цикла.

2. Эталонным объектом на Балтийском щите является палеопротерозойский Свекофеннский пояс, представленный своим фрагментом на нашей территории в Северном Приладожье. Известно (9), что офиолиты Йормуа и Оутокумпу имеют возраст 1,97 млрд. лет. Они синхронны с вулканитами, в том числе пикритовыми (1.96 млрд. лет) людиковия, знаменующими своим появлением завершение длительного периода рифтогенеза (2.45-2.00 млрд. лет). Время субдукции океанических пластин и формирования юных островных дуг доказывается датированием наиболее ранних вулканитов бимодальной серии (1.91-1.92 млрд. лет) и примитивных, примерно синхронных с ними тоналитов, внедренных, судя по значениям модельного Nd возраста и их геохимическим особенностям, непосредственно из ювенильного источника. Время формирования зрелых островных дуг определяется возрастом полимодальной серии вулканитов с существенной андезито-дацитовой компонентой и plutonических комплексов габброидов-тоналитов-гранодиоритов и габбро-норитов-ортопироксеновых гранитоидов эндербит-чарнокитовой серии. Те и другие, судя по имеющимся изотопно-геохимическим данным, были существенно загрязнены материялом ранее сформированной континентальной коры главным образом за счет ассимиляции метаосадочных пород. Все определения их возраста попадают в интервал 1.87-1.89

млрд. лет (1). Этот рубеж геологического развития свекофеннид особенно важен для геодинамической интерпретации всей рассматриваемой провинции. Во-первых, он соответствует широкому проявлению высокоградиентного метаморфизма, достигающего гранулитовой фации. Во-вторых, он разделяет два этапа коллизии островной дуги и края континента. В первый из этих этапов произошла обдукция офиолитов на край Карельского континента. Во второй этап высокоградные, в том числе гранулитовые пластины вместе с упомянутыми плутонитами были надвинуты на слабо метаморфизованные супракрустальные толщи. С этим этапом коллизии связано особенно широкое проявление мигматизации супракрустальных толщ и формирование коровых диатектических магм. Мигматиты были датированы по циркону и монациту, по которым получены хорошо согласующиеся даты, укладывающиеся в интервал 1869-1871 млн. лет (2). Развитие эндогенных процессов в данной тектонической провинции завершилось внедрением двуполевошпатовых гранитоидов с возрастом 1861 млн. лет. На основании всех имеющихся данных была определена длительность цикла метаморфизма в высокоградных зонах в 25 млн. лет (3). Можно также оценить полную длительность свекофеннского цикла от открытия Людииковийского океана (1.97 млрд. лет) до его закрытия на поздней коллизионной стадии (1.86 млрд. лет) в 110 млн. лет. Можно также говорить о длительности цикла корообразующего палеопротерозойского процесса – 60 млн. лет.

3. Аналогичные оценки общей длительности тектонического цикла можно произвести на основании последних исследований архейского Беломорского пояса на Балтийском щите и в пределах Северо-Карельского зеленокаменного пояса, который трактуется как островная дуга (9). В его пределах установлены две вулканических серии, отвечающие юным и зрелым островным дугам с возрастом 2.82-2.88 и 2.74-2.78 млрд. лет, соответственно. При этом возраст метавулканитов из так называемых мафических зон в центральной части Беломорского пояса оценивается как 2.83-2.88 млрд. лет. Возрастные же вариации корообразующего комплекса тоналитов точно соответствуют временному интервалу формирования поздних вулканитов зрелой островной дуги. Все перечисленные комплексы магматических пород имеют короткую коровую предысторию, судя по значению модельного Nd возраста около 2.9 млрд. лет. В северной части зеленокаменного пояса открыты породы офиолитовой ассоциации (Щипанский и др., 1999 г.), в которой был датирован силл дацитового состава и получено значение 2.78 млрд. лет, что служит верхним ограничением возраста офиолитов. Гранулитовый метаморфизм, который в данном случае связывается со стадией формирования зрелой островной дуги и с моментом внедрения нотозерского комплекса чарнокитов (2.72-2.71 млрд. лет, но формирование подобных пород продолжается и до 2.69 млрд. лет), имеет возраст 2.72-2.73 млрд. лет (4), но на севере он снижается до 2.69 млрд. Более поздние процессы относительно высокобарического метаморфизма, мигматизации и формирования коровых магматических очагов, связанные с этапом коллизии островной дуги и края древнего континента, достаточно надежно датированы возрастом мелких тел пара-автохтонных гранитоидов – 2.68 млрд. лет. По-видимому, данный коллизионный процесс практически завершает архейский тектогенез. На окраине пояса примерно в это время происходит формирование двуполевошпатовых гранитов примерно в это же время (2.69 млрд. лет, [9]). Таким образом, общая продолжительность беломорского цикла не превышает 200 млн. лет. Из этого интервала можно выделить некоторый интервал времени 2.88-2.78, когда реально существовал океан и начали функционировать юные островные дуги. Длительность неоархейского тектоно-метаморфического цикла (или циклов) не превышала 140 млн. лет (2.82-2.68 млн. лет). Цикл же корообразования составлял не более 100 млн. лет.

Учитывая приблизительность приведенных оценок, можно утверждать, что длительности неархейского и полеопротерозойского вполне сопоставимы.

4. Для решения проблемы, поставленной в настоящей работе, важными являются данные по ранним каледонидам Центрально-Азиатского пояса. Судя по последним данным (8), офиолиты Озерной и Восточно-Тувинской зон имеют возраст 568-573 млн. лет. Они-то и свидетельствуют об открытии океанического бассейна примерно в это время, существовавшего в течение непродолжительного времени. В среднем – позднем кембрии в процессе коллизии была сформирована покровно-надвиговая структура, в которой были тектонически совмещены океанические, островодужные и толщи задуговых бассейнов и континентальных окраин, которые в данном случае оказались подвинутыми под офиолиты и островодужные образования. В этой удаленной коре возникла вертикальная структурно-метаморфическая зональность. В ее глубинных частях достигались высокотемпературные условия вплоть до гранулитовой фации, возраст которой 510 млн. лет. Уже 490 млн. лет назад гранулиты были выжаты на уровень амфиболитовой фации. Проявление сходного гранулитового метаморфизма на рубеже кембрия и ордовика установлено и в пределах Тувино-Монгольского массива (6, 7). В этом регионе устанавливается естественное возрастное ограничение для рассматриваемого события высокоградного метаморфизма, выразившееся в формировании субгоризонтального пакета тектонических пластин, а затем в развитии субвертикальных зон сдвиговых деформаций и складчатости. С этими структурами связано проявление высокоградиентного метаморфизма (андалузит-силлиманитовая серия) и сопровождающей его мигматизации. Возраст этой последовательности устанавливается датированием ранних габбро, норитов и диоритов эрзинской (492 млн. лет) и баянкольской (496 млн. лет) магматических ассоциаций, даек и жильных тел позднеметаморфических лейкократовых гранитов (489 млн. лет) и Чжаргалантского массива сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов (489 млн. лет). Последние вероятно завершают этот короткий эндогенный цикл. В целом продолжительность каледонского цикла Центрально-Азиатского цикла может быть оценена примерно в 90 млн. лет.

5. Принципиально иной тип длительного развития устанавливается для раннекембрийских внутриплитных структур в обстановке горизонтального растяжения (рифтогенеза), что выявляется, в частности, в восточной, архейской, части Балтийского. Эти геодинамические режимы существовали в интервале времени 2.45-2.00 млрд. лет. Примером архейской структуры подобного рода является пояс Барбертон существовавший около 450 млн. лет (3.47-3.00 млрд. лет). Эти последовательности охватывают существенные части наиболее крупных раннекембрийских мегациклов, каждый из которых завершается формированием глобальных систем коллизионных орогенов, знаменующих аккрецию древнейших суперконтинентов – 2.70 и 2.00 млрд. лет.

6. Приводимый сравнительный материал свидетельствует о сопоставимости длительностей как полных тектонических циклов раннего докембрия и фанерозоя, так отдельных их частей, крастогенных и тектоно-метаморфических циклов. Такое заключение подтверждается не только рассмотренными здесь результатами новых исследований, но и данными по варисцидам Центрально-Азиатского пояса и Западной Европы, по архейским зеленокаменным поясам провинции Сьюпирир Канадского щита ранним протерозоидам Алданского щита и других регионов.

Работы поддержаны РФФИ (проекты № 00-05-72011, НШ-615-2003-05, 02-05-65209, 02-05-64208, 01-05-65266), а также в рамках программ приоритетных исследований: Гос. контр. №10002-251/ОНЗ-07/183-182/210703-1089, 10002-251/ОНЗ-08/181-203/250603-848

1. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. ДАН. 2001. 377. №5. С.1-5.
2. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. ДАН. 2002а, 383, № 4, с.1-4.
3. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. ДАН. 2002б, 384, № 5, 1-5.
4. Зингер Т.Ф., Глебовицкий В.А., Беляцкий Б.В. и др. ДАН. 2000. Т. 3716 № 1. С. 63-66.
5. Козаков И.К., Котов А.Б., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. Региональная геология и металлогения. 1997, №6, с. 22-34.
6. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Петрология. 1999, т. 7, №2. С.173-189.
7. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Геотектоника. 2001. №3. С. 22-44.
8. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Геотектоника. 2002. №2. С.80-92.
9. Ранний докембрий докембрий Балтийского щита. В.А. Глебовицкий, ред. СПб, Наука. 2003.

460 с.

ВНЕРАНГОВАЯ «ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНСТАНТА»: ОТНОШЕНИЕ МОЩНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ К ДЛИТЕЛЬНОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ РАЗНОГО РАНГА

М.А.Гончаров

Москва, Геологический факультет Московского государственного университета
(МГУ), gonch@dynamo.geol.msu.ru

Недавно В.Е. Хаин установил «определенное соответствие» между выявленной автором [2] «иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертрана и Штилле [5, с. 13]. Краткое описание геодинамических систем (ГС) и геодинамических циклов (ГЦ) разного ранга содержится в прилагаемой таблице.

Встает вопрос о количественной связи параметров ГС и ГЦ. Главными параметрами являются мощность (h) геосферы, в которой функционирует конвективная ГС, и длительность (t) ГЦ. Отношение этих параметров (h/t) как раз и характеризует названную количественную связь. Как видно из таблицы, h/t для ГС-1, ГС-2, ГС-36 и соответствующих им ГЦ Вилсона, Бертрана и Штилле находится в весьма узких пределах, независимо от ранга ГС и ГЦ: $0,3 \pm 0,8$ см/год. Наибольший разброс значений приходится на ГС-36 из-за неопределенности глубины подошвы астеносферы, от 100 км (граница «N» Н.И. Павленковой) до 220 км (граница «L» И. Леманн).

Эту «трехранговую» иерархию можно нарастить как вверх, так и вниз [3] (ГС-0 и ГС-4, см. таблицу). Поскольку ГС-0 обусловлена ротационными силами, то в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно рассматривать всю Землю. При этом $h = 6370$ км (радиус Земли), а t можно принять равным $850 + 850 = 1700$ Ма. Первое слагаемое соответствует отрезку времени между формированием суперконтинента Родиния и образованием вегенеровской Пангеи (или, что примерно то же, между моментами распада этих суперконтинентов); в этот период центр суперконтинента испытал северный дрейф из околоюжнополярного в приэкваториальное положение. После распада Пангеи северный дрейф континентов продолжился с тенденцией формирования новой Пангеи в околосеверополярной области, предположительно через такой же отрезок времени – 850 млн. лет. В результате имеем $h/t = 0,37$ см/год.

Для ГС-4 в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно принять осадочный чехол, испытывающий складкообразование в зонах коллизии. Оценка h для чехла составляет 5 ± 15 км, а оценка длительности фаз складчатости – 1 ± 3 Ма. В итоге получаем $h/t \sim 5,0$ см/год.

Таким образом, для всех пяти рассмотренных рангов ГС и ГЦ усредненное отношение h/t находится в весьма узких пределах и составляет

$(0,37+0,45+0,355+0,53+0,50)/5 \approx (0,45 \pm 0,10)$ см/год. Это отношение имеет размерность скорости. Поэтому его формальный физический смысл – это усредненная по времени скорость подъема элементарного объема от подошвы к кровле геосферы с мощностью h в течение ГЦ с длительностью t . Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер.

Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

Ранг ГС	Геосфера h (км)	Ареал	Процессы, структуры	Ранг ГЦ t , Ма	h/t , см/год
ГС-0	Вся Земля 6370	Повсеместно	Западная и северная компоненты дрейфа континентов, связанные с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики по «правилу буравчика»	Цикл северного дрейфа 1700	0,37
ГС-1	Вся мантия 2900	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона 650	0,45
ГС-2	Верхняя мантия 660+670	Под океанами	Субдукция, коллизия и спрединг	Циклы Бертрана 175+200	0,33+ 0,38
ГС-3	Астеносфера + литосфера	В зонах повышенного теплотока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция:		
	ГС-3а 300+400 [6, цв. вкл.]		В зонах субдукции и коллизии – мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны Беньюфа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии.	?	?
	ГС-3б 100+220		В зонах коллизии – системы линейных продольных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями»	Циклы Штилле 30	0,33+ 0,73
	ГС-3в 50+100 [7, fig. 8]		В зонах спрединга – системы линейных поперечных поднятий с корнями и впадин с антикорнями.	?	?
ГС-4	Осадочный чехол 5+15	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Антиклинории и синклинории, складки.	Фазы складчатости 1+3	~ 0,50

ГС – геодинамические системы. ГЦ – геодинамические циклы; циклы Вилсона, Бертрана и Штилле – по В.Е. Хаину [5]. h – мощность геосферы; t – длительность цикла.

Этот результат кажется неожиданным. Можно было предполагать, что в геосферах разной мощности (от 6370 км до 10 км) характерная скорость конвекции, зависящая от числа Рэлея, в которое в качестве множителя входит h^3 , должна существенно различаться. Однако все эти ГС тесно взаимосвязаны, наподобие шестерен разного размера в часах и других механизмах; линейная скорость таких сцепленных шестерен одинакова при резко различной угловой скорости их вращения.

В качестве примера такой «сцепленности» приведем взаимосвязь ГС-1 и ГС-2 (см. табл.). При расхождении континентов в ГС-1, вместе с их «корнями», доходящими почти до подошвы верхней мантии, в последней образуется постепенно расширяющаяся «щель», в которой и возникает конвективная ГС-2 со спредингом в ее верхней части. Соотношение характерных горизонтальной и вертикальной скоростей тектонического течения в конвективной ячейке прямо пропорционально отношению ширины ячейки к ее глубине. Характерная вертикальная скорость у всех ГС примерно

одинакова и составляет 0,45 см/год (см. выше). А вот характерная горизонтальная скорость у ГС-1 и ГС-2 должна различаться. Горизонтальный размер ячейки ГС-1 составляет около 10000 км (четверть длины большого круга на поверхности Земли, с учетом антиподальности двух центров восходящего потока – Африканского и Тихоокеанского суперплюмов) при ее вертикальном размере около 2900 км. Поэтому характерная горизонтальная скорость (скорость дрейфа континентов) в ГС-1 равна $(0,45 \times 10000) / 2900 = 1,55$ см/год. Горизонтальный же размер ячейки ГС-2 равен расстоянию от центра спрединга до края континента.

Если принять за такое среднее расстояние цифру 3000 км, то при вертикальном размере ячейки ≈ 665 км мы получим оценку горизонтальной скорости в ГС-2 (половины скорости спрединга) равной $(0,45 \times 3000) / 665 \approx 2,03$ см/год. Таким образом, скорость дрейфа континентов и половина скорости спрединга различаются не очень сильно. Однако половина скорости спрединга несколько превышает скорость дрейфа континентов. В результате происходит “боковая релаксация спрединга” (термин Ю.М. Пушаровского [4]), когда избыток океанской коры компенсируется скучиванием в виде шарьяжных пластин на склонах срединно-океанских хребтов, формированием перикокеанических впадин и другими деформациями. Однако на начальном этапе спрединга (Красноморский рифт, хребет Гаккеля и др.) горизонтальный размер ячейки ГС-2 невелик, поэтому половина скорости спрединга не превышает 1 см/год.

Заключение. Отношение мощности геодинамических систем (ГС) к длительности геодинамических циклов (ГЦ) разного ранга является величиной с весьма узким диапазоном значений – $0,45 \pm 0,10$ см/год – и поэтому может быть квалифицировано как *внеранговая «геодинамическая константа»*. Ее физическая и геологическая реальность контролируются тем, что на ее основе получены реальные (с точностью до порядка) оценки характерной скорости дрейфа континентов и спрединга.

О необходимости выявления различных констант в геодинамике (как это делается в других науках) автор в свое время уже высказывался, предложив в качестве примера «константу складчатости». Последняя представляет собой безразмерное отношение (σ/η^{-1}) произведения величины складкообразующих напряжений на длительность их действия («импульс напряжения» по аналогии с импульсом силы в физике) к вязкости слоистой толщи, численно равное 1, с точностью до половины порядка. Посредством «константы складчатости» удалось показать, что величина складкообразующих напряжений весьма мала и определяется параметрами термофлюидной валиковой конвекции в осадочном чехле (ГС-4) [1, с. 112–118]. С помощью же «геодинамической константы» можно оценить длительность ГЦ для ГС-3а и ГС-3в (см. таблицу, вопросительные знаки). В первом случае это будет $350 \text{ км} / 0,45 \text{ см/год} \approx 80$ млн. лет, а во втором – $75 \text{ км} / 0,45 \text{ см/год} \approx 15$ млн. лет.

Литература

1. Гончаров М.А. Механизм геосинклиналичного складкообразования. М.: Недра, 1988, 264 с.
2. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3, с. 10–14.
3. Гончаров М.А. Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по “правилу буравчика” // Тектоника и геофизика литосферы. Том. 1. М.: ГЕОС, 2002, с. 128–131.
4. Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю.М.Пушаровский, А.А.Пейве, Ю.Н.Разницын, Е.С.Базилевская. М.: ГЕОС, 1995, 164 с.
5. Ханн В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6, с. 3–14.
6. Journal of the Geological Society of Japan. 1994. V.100, No. 1.
7. Seidler E., Jacoby W.R., Cavaşak H. Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes // Journal of Geodynamics. 1999. Vol. 27, No. 4/5, p. 585–608.

РАННЕ- И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ ОБСТАНОВКИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЛИТОСФЕРЫ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

И.В. Гордиенко, А.В. Филимонов, О.Р. Минина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bsc.buryatia.ru

В современных моделях тектоники и геодинамической эволюции Саяно-Байкальской складчатой области (СБСО) она рассматривается обычно в качестве коллизионного орогена ("коллажа террейнов"). Его формирование связывается с закрытием Палеоазиатского океана и столкновением ряда террейнов и островных дуг Сибирским континентом и друг с другом. Синтез геохронологических данных последних лет по высокотемпературным метаморфическим комплексам Центрально-Азиатского складчатого пояса, считавшимися докембрийскими и обособлявшимися как микроконтиненты ("кратонные террейны"), свидетельствует об их раннепалеозойском возрасте. Причем датировки укладываются в достаточно узкий возрастной 490-450 млн. лет. [1]. На этом основании к настоящему моменту считается общепринятым, что главное коллизионное событие в СБСО, зафиксированное в зональных метаморфических комплексах и ассоциирующих с ними синметаморфических гранитоидах, приурочено к верхам кембрия-ордовика. С этой раннепалеозойской коллизией еще недавно также связывалось и формирование гигантского Ангаро-Витимского гранитоидного батолита [2]. Но полученные в последние годы карбоновые геохронологические датировки по целому ряду плутонов стали главной причиной пересмотра этой интерпретации в пользу его плумовой модели [3]. Между тем противоречия между коллизионной природой батолита и его возрастом – нет. За прошедшее десятилетие в рассматриваемом регионе выявлена серия структурно-вещественных комплексов, сформировавшихся в коллизионных геодинамических обстановках в позднем девоне-карбоне с главным коллизионным событием в позднем карбоне [4]. Было установлено, что массовый коллизионный гранитоидный магматизм этого этапа связан преимущественно с деляминационными процессами [5]. Проявления двух разновременных коллизионных режимов рассмотрены ниже на некоторых примерах.

1. Типы метаморфизма западной части СБСО (Джида-Ильчирская зона каледонид)

Метаморфизм этого региона до настоящего времени рассматривается как коллизионный прогрессивный монотипический, формирующий единую метаморфическую зональность градированную от зеленосланцевой до гранулитовой фации. При этом в восточной части региона (Центральный и Восточный Хамар-Дабан) установлена классическая зональность андалузит-силлиманитового типа ордовикского возраста, а в западной части региона (Западный Хамар-Дабан, Прихубсугулье) выявлена дистен-силлиманитовая зональность, низкотемпературные части которой прослежены в Ильчирскую и Джидинскую зоны каледонид [6,7,8]. Выявленные метаморфические процессы имеют целый ряд особенностей, позволяющих сопоставлять их с динамометаморфизмом сдвиговых зон. Возраст этого метаморфизма по серии независимых данных – верхи среднего-верхний карбон.

2. Формирование коллизионных палеобассейнов

Типичными примерами таких бассейнов, установленных к настоящему времени, являются Сагансайрский пулл-апарт и Уакитский бассейн форланда.

Сагансайрский пулл-апарт (юго-восточная часть Восточного Саяна) представлен терригенной сагансайрской свитой, традиционно рассматривавшейся в качестве

каледонской молассы. Свита сложена конгломератами и песчаниками. Позднепалеозойский возраст отложений (С_{2,3}) определен по остаткам рыб и миоспоровым комплексам. По целому ряду фациальных особенностей отложений и строению разреза свиты реконструирован типичный присдвиговый палеобассейн [9]. На начальных этапах его развития в конце среднего карбона формировалась серия мелких котловин. Дальнейшее расширение впадин сопровождалось образованием серии суббассейнов, заполнявшихся отложениями аллювиальных конусов со множественными локальными источниками сноса. На конечных этапах в позднем карбоне сформировался единый палеобассейн с системой песчаных аллювиальных конусов. Сдвиговые дислокации в бортах пулл-апарта фиксируются зонами тектонитов, формировавшихся субсинхронно седиментации в РТ-условиях анхиметаморфизма низов зеленосланцевой фации.

Уакитский палеобассейн форланда (Южно-Муйский хребет, северо-восточная часть СБСО) представлен терригенными и карбонатными отложениями позднего девона – среднего карбона (флора, водоросли, тентакулиты, миоспоры), ранее относившихся к докембрию-кембрию. На начальных этапах эволюции палеобассейна (фран-фаменский век) он являлся областью морского карбонатакопления (юктоконская серия) в сочетании с терригенными обстановками дельты (уакитская толща), линейных побережий (нижняя подсвета санской свиты) и аллювиальных равнин (верхняя подсвета санской свиты). По строению разрезов и ряду фациальных особенностей отложений палеобассейн сопоставлен с бассейнами форланда. В ранне-среднем карбоне морской палеобассейн трансформировался в серию мелких межгорных озерных впадин (сырхская и мухтунная свиты). Основное коллизционное событие на границе среднего и верхнего карбона фиксируется складчатými и покровными дислокациями, кислым и средним вулканизмом верхов карбона (Бейсыханская вулканотектоническая структура, суховский комплекс) и внедрением позднекарбонových гранитоидов зазинского комплекса [4].

Кроме этих наиболее изученных коллизционных палеобассейнов в последние годы в разных районах СБСО установлено широкое развитие осадочных толщ позднего палеозоя, формирование которых связано с коллизционными обстановками.

3. Образование коллизционных гранитоидов и становление Ангаро-Витимского батолита

Формирование крупного гранитоидного батолита и образование кварцевой монзонит-гранитной анорогенной (А-тип) гранитоидной серии в позднем карбоне фиксирует завершающие стадии крупнейшей в СБСО коллизии. Формирование плутонов этой серии является результатом сложного взаимодействия мантийных и коровых анатектических расплавов. Образование гранитоидного батолита связывалось с позднеколлизционной [2] или внутриплитной [3] геодинамическими обстановками. И в том и в другом случае предполагалось господство условий сжатия. В настоящее время эти две концепции не являются альтернативными, а дополняющими друг друга в рамках моделей коллизционных обстановок. Участие мантийных расплавов с этих позиций объясняется присутствием остатков субдукционного плавления раннеколлизционного этапа или возникновением "вторичного" мантийного диапира в результате отрыва слэба или деляминации литосферы в зоне коллизии на поздних стадиях становления коллизционного орогена [5].

Таким образом, формирование литосферы СБСО является результатом не одного, а двух крупных коллизционных режимов – раннепалеозойского (ордовикского) и позднепалеозойского (карбонowego). Причем карбоновая коллизия по своим масштабам, вероятно, превосходила ордовикскую. Кроме того, ведущую роль в карбоновой коллизии, вероятно, играли сдвиговые дислокации и перемещения большой

амплитуды ("косая" коллизия), которые до сих пор пока еще до конца не оценены. Так, например, в Юго-Западном Забайкалье известен позднедевонский палеобассейн (урминская толща), являющийся скорее всего фрагментом Тувинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области. Его современное положение не может быть объяснено иначе как допущением горизонтальных перемещений на многие сотни километров, что отчасти подтверждается новыми палеомагнитными данными [13]. Ведущая роль "сдвиговой" карбоновой коллизии находит свое отражение в современной тектонической структуре СБСО имеющей скорее линейно-сдвиговой, а не мозаично-аккреционный стиль. Выделение второй позднепалеозойской коллизии ставит целый ряд проблем строения и тектонической эволюции палеозойд СБСО. Одной из ключевых становится проблема "субъектов" коллизии, так как прежние аккреционно-коллизционные модели перестают работать.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (Интеграционный проект № 6.7.2.) и РФФИ (проект №02-05-65328).

Литература

1. Федоровский В.С. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3-22.
2. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987, 240 с.
3. Ярмолюк В.В. и др. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18-32.
4. Гордиенко И.В., Климух В.С., Посохов В.Ф. Карбоновый вулканизм Витимского плоскогорья, Забайкалье: состав, Rb-Sr возраст, геодинамические условия формирования // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург, 2003, С. 72-78.
5. Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. Материалы теоретического семинара ОГТГН РАН 1999-2001 гг. Под ред. акад. Д.В. Рундквиста. М, 2003, С.185-200.
6. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое / Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И. и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1988. 161 с.
7. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т.5. № 4. С.380-393.
8. Филимонов А.В. Типы метаморфизма Юго-Западного Забайкалья // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез.докл. Том II. М.:ГЕОС, 1999. С.235-237.
9. Бутов Ю.П. и др. Сагансайрская свита – эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы Бурятского Восточного Саяна // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. Вып. 9. Воронеж.2001.С.198-205.
10. Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э., Филимонов А.В. Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Доклады АН. 2003.Т.388.№5. С.651-655.

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КИМБЕРЛИТОВ

Н.И. Горев, Е.И Борис

Мирный, Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (ЯНИГП) ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», boris@cniqri.alrosa-mir.ru

Сибирская платформа, как и другие древние платформы Мира, представляет собой весьма жёсткую в тектоническом отношении структуру с дорифейским основанием. Однако ее отдельные блоки характеризуются различной степенью устойчивости и проницаемости, которые обладают разным потенциалом в отношении

алмазоносных кимберлитов. Для консолидированной земной коры это положение сформулировано в правиле Клиффорда – кимберлитовые тела устанавливаются только на древних платформах, алмазоносные – в пределах блоков архейской консолидации – и согласуется с другой информацией по глубинному строению древних платформ [1-5 и др.]. В то же время этих данных часто оказывается недостаточно для удовлетворительного разделения Сибирской платформы на различные по тектоническому режиму и алмазоносности структуры. Основные причины кроются в следующем: 1 – слабая и весьма неравномерная изученность литосферы глубинными методами; 2 – значительная мощность осадочного чехла, перекрывающего кристаллический фундамент, и как следствие, весьма ограниченное количество его возрастных датировок; 3 – несовершенство (неоднозначность) глубинных критериев прогноза коренных месторождений алмазов. Кроме перечисленных факторов, затрудняющих интерпретацию существующей информации при районировании фундамента Сибирской платформы, ограничением в применении указанных данных является также и то, что современные границы стабильных блоков не всегда отвечают их былому распространению и, в частности, времени внедрения кимберлитов. Особенно актуальна отмеченная проблема для краевых частей платформы, находившихся длительное время в области влияния мобильных структур.

Исследование структур осадочного чехла Сибирской платформы позволило установить, что существует взаимосвязь современного глубинного строения со строением и развитием осадочной оболочки, то есть областям, где присутствует алмазоносная мантия и где имеются кимберлиты, отвечает приподнятое положение подошвы осадочного слоя. Это дает основание предполагать существование подобной связи и в предшествовавшие эпохи и предоставляет возможность использовать данную информацию для выявления внутренних неоднородностей тектоносферы в прошлом.

Тектоническое районирование Сибирской платформы, выполненное на основе историко-геологического анализа его структурно-формационных особенностей, позволило выделить структуры, отличающиеся строением и развитием [6]. К первому, потенциально алмазоносному, типу отнесены антеклизы, моноклизы, крупные поднятия и седловины, а также краевые части синеклиз и прогибов. Они являются относительно стабильными областями платформы. Авлакогены, участки глыбовой переработки краевых частей платформы, наиболее погруженные участки синеклиз и крупных прогибов являются в тектоническом отношении менее устойчивыми, и объединяются во второй класс платформенных структур, под общим названием «подвижные области», перспективы которых относительно коренных месторождений алмазов оцениваются отрицательно. Сопоставление подвижных и стабильных областей в латеральном и временном ряду показывает, что их контуры постоянно изменялись (рисунок). Здесь необходимо подчеркнуть, что максимального распространения подвижные области достигли в рифее, а в последующие тектонические эпохи большинство из них развивалось в значительной степени унаследовано [6, 7].

На Сибирской платформе все коренные месторождения алмазов сосредоточены в кимберлитовых трубках среднепалеозойского возраста. Поэтому перспективными для локализации коренных источников алмаза данного возраста являются Тунгусский, Ангаро-Анабарский и Алданский стабильные блоки (рисунок). В позднем палеозое, мезозое и кайнозое незначительное сокращение площади этих блоков связано с расширением Тунгусской подвижной области, переработавшей юго-западную окраину Ангаро-Анабарского и северную – Тунгусского блоков. На северо-востоке платформы Приверхоанская подвижная область на отдельных участках несколько продвинулась в западном направлении. Логично предположить, что мезозойская тектономагматическая переработка некоторых стабильных блоков, прошедшая после

внедрения среднепалеозойских кимберлитов, вряд ли могла оказать влияние на их алмазоносность.

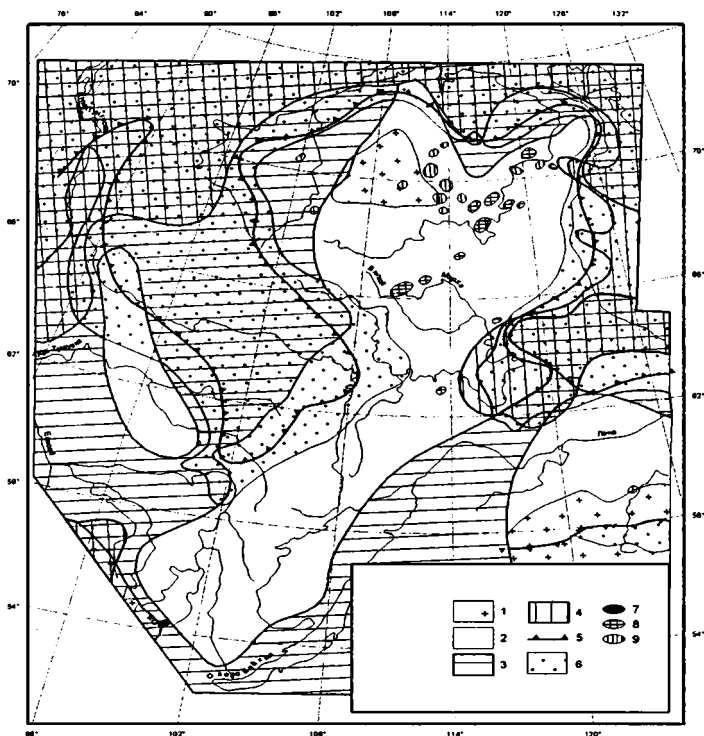


Рисунок. Тектоническое районирование чехла Сибирской платформы.
 1-выходы кристаллического фундамента на поверхность; 2-стабильные блоки с мощностью пород верхнего палеозоя-кайнозоя менее 200м; 3-5-поднятые области: 3-рифейские и вендско-нижнепалеозойские, нерасчлененные, 4-среднепалеозойские, 5-поднипалеозойско-раннемезозойские и мезо-кайнозойские нерасчлененные; 6-территории с мощностью верхнепалеозойских-кайнозойских образований более 200м; 7-9-кимберлитовые поля; 7-протерозойские, 8-среднепалеозойские, 9-мезозойские.

Большое значение при поисках погребенных кимберлитовых трубок имеет мощность и состав перекрывающих их образований. Считается, что при мощности покровного комплекса более 200 м экономически оправданы поиски (и отработка) только особо крупных и богатых коренных месторождений алмазов. Поэтому поисковые работы на таких глубинах целесообразны, по-видимому, только в пределах известных кимберлитовых полей или при наличии весомых геофизических предпосылок и однозначных прямых минералогических поисковых признаков. В позднем палеозое и мезозое, частично Алданский блок, северная половина Тунгусского стабильного блока, западная и в меньшей мере восточная окраины Ангаро-Анабарского блока были перекрыты осадочными и магматическими породами значительной мощности, что делает поиски среднепалеозойских кимберлитов на этих территориях не эффективными.

В заключение необходимо подчеркнуть, что наиболее перспективными на обнаружение среднепалеозойских алмазоносных кимберлитов являются территории указанных выше блоков, оставшихся до внедрения кимберлитов в области тектонической стабильности с мощностью перекрывающих их верхнепалеозойско-кайнозойских образований, не превышающей 200 м.

Литература

1. Поспеев В.И., Михалевский В.И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы // Геология и геофизика 1981. № 1, с.27-34.
2. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции Н.: Наука, 1993, 136с.
3. Манаков А.В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции // Воронеж: ВГУ, 1999, 58 с.
4. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.Н. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения 2000. № 10, с.209-228.
5. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм // - Воронеж: ВГУ, 2000, 161с.
6. Горев Н.И. Тектоническое районирование Сибирской платформы при прогнозировании коренных источников алмазов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения: Воронеж, ВГУ, 2001, с.462-481.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОСТРОВА САХАЛИН И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ

В.М. Гранник

Южно-Сахалинск, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
nauka@imgg.ptcom.ru

В строении о-ва Сахалин и прилегающих акваторий автором выделено два структурных этажа [1]. Нижний этаж включает интенсивно дислоцированные, палеозойские, мезозойские и датские океанские, окраинноморские и островодужные образования, слагающие фрагменты тектонических элементов раннемеловой и позднемеловой-палеогеновой активных окраин. Верхний этаж объединяет слабо дислоцированные окраинноморские и континентальные палеоценовые-четвертичные рифтовые и пострифтовые угленосные и нефтегазоносные отложения, а также вулканогенные и интрузивные образования сопряженных с рифтами вулканоплутонических поясов и локальных вулканических полей, сформировавшихся в процессе развития палеоценовой-четвертичной активной окраины Пацифики. Нижний структурный этаж сформирован в ларамийскую фазу сжатия. Образования этажа субмеридионально ориентированными субдукционными сутурами [2] - Центрально-Сахалинской и Охотоморской - расчленены на отдельные киммерийские складчатые, складчато-блоковые и покровно-надвиговые системы: Западно-Сахалинскую складчато-надвиговую и Восточно-Сахалинскую складчато-блоковую и покровно-надвиговую. Западно-Сахалинская система (террейн, аллохтонная пластина) включает ребун-монеронские комплексы (террейн Монерон-Ребун-Кабато) раннемеловой Самаргинской (Монеронско-Самаргинской) энсиалической вулканической островной дуги (ВОД) [3] и альб-сеноманские туфогенно-осадочные образования, накопившиеся в обстановке Западно-Сахалинского преддугового прогиба и слагающие основание надвиговых пластин Тымь-Поронайского взбросо-надвига. Верхняя часть пластин

сложена турон-датскими туфогенно-терригенными отложениями, сформировавшимися в окраинно-морской и континентальной обстановках. Восточно-Сахалинская складчато-блоковая и покровно-надвиговая система располагается между Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами. В ее строении участвуют следующие террейны: Шмидтовский, Северо-Набильский, Набильский, Гомонский, Вальзинский, Рымникский, Терпеньеvский, Тюлений, Тонино-Анивский. Вальзинский террейн имеет чешуйчато-надвиговое строение и представляет собой фрагмент покрова океанских и окраинно-морских динамометаморфизованных пород небольшой мощности (не выраженного положительными аномалиями в гравитационном и магнитном полях), перекрывший Поронайский микроконтинент. Набильский, Гомонский, Тюлений и Тонино-Анивский террейны сложены триасово-раннемеловыми, а Северо-Набильский террейн - юрско-раннемеловыми океанскими вулканогенно-кремнистыми комплексами, перекрытыми альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми-палеогеновыми вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенными окраинно-морскими отложениями, содержащими горизонты тектоно-гравитационных микститов и зоны офиолитового меланжа. Терпеньеvский и Шмидтовский террейны образованы вулканогенно-карбонатно-кремнистыми и вулканомиктово-терригенными отложениями, слагающими фрагменты структурных элементов Восточно-Сахалинской островодужной системы: Сахалинского окраинного моря, тылового прогиба, Восточно-Сахалинских энсиалической ВОД, междугового, преддугового прогибов и аккреционной призмы Восточного Сахалина. В их составе отмечены зоны меланжа, горизонты тектоно-гравитационных микститов, серии покровно-надвиговых пластин (Западно-Шмидтовская, Елизаветинская, Промежуточная, Восточно-Шмидтовская, Пионерская, Клязменская, Березовско-Гераньская, Нерпиченско-Ягодинская, Шельтингско-Песковская), включающие пакеты пород, осложненные чешуйчатыми надвигами, многочисленные тектонические блоки и останцы офиолитовых аллохтонов [4 и др.]. При этом значительная часть позднемеловых-палеогеновых надвигов в неогеновое время была трансформирована в сдвиги и взбросо-сдвиги. Кроме того, в составе аккреционной призмы Восточного Сахалина установлены фрагменты позднечюрской-раннемеловой энсиматической ВОД [5], а в Озерской зоне Тонино-Анивского террейна - блоки позднемеловых-палеогеновых островодужных вулканогенно-осадочных пород, предположительно принадлежащих энсиматической ВОД Токоро, установленной на о-ве Хоккайдо [6]. Центрально-Сахалинская субдукционная сутура (палеозона Бениоффа) представлена ограниченной глубинными разломами зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65-70 км. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки (террейны) триасовых-раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты (Сусунайский, Центрально-Терпеньеvский, Буюклинско-Побединский, Таулан-Армуданский, Хановско-Краснотымовский) и более мелкие их фрагменты, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвально-оползневыми отложениями. В ее строении принимают участие субдцированные террейны палеозойско?-раннемеловой океанской плиты, установленные по гравиметрическим данным и данным бурения. Поронайский микроконтинент размером не менее 200-250 x 150-200 км, заблокировавший раннемеловую Центрально-Сахалинскую зону субдукции, установлен автором по геофизическим и геологическим данным. В районе расположения Поронайского микроконтинента наблюдается максимальная для острова мощность земной коры (35-37 км), а также "гранитного" слоя (14-16 км). Западная часть микроконтинента погребена под позднемеловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, а восточная - перекрыта Вальзинским покровом. Охотоморская субдукционная сутура

(палеозона Бениоффа) представлена довольно мощной (40-70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой. Прослеживается сутура на акватории Охотского моря вдоль восточной кромки Сахалина на расстоянии более 1200 км и отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии (в гравитационном и особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм). Охотоморская палеосубдукционная зона была заблокирована одноименным микроконтинентом, что обусловило проявление деформаций ларамийской фазы сжатия.

Отложения верхнего структурного этажа сформировались в процессе развития Северо-Япономорской, Центрально-Сахалинской и Восточно-Сахалинской рифтовых систем и сопряженных с ними Западно-Сахалинского, Тымь-Поронайского, Оленереченского, Лиманского и Западно-Шмидтовского вулканоплутонических поясов, принадлежащих Охотоморскому сектору кайнозойской активной окраины Пацифики [7]. Основная масса осадочных отложений накопилась в рифтовых и пострифтовых Западно-Сахалинском, Южно-Сахалинском, Северо-Сахалинском и Пограничном седиментационных бассейнах, охарактеризованных автором в работе [4]. Рифтовые системы и сопутствующие им осадочные бассейны и прогибы, а также магматические пояса верхнего структурного этажа сформировались в несколько эпизодов рифтообразования, проявлявшихся периодически (в палеоцене-эоцене, позднем олигоцене, среднем и позднем миоцене) с неодинаковой интенсивностью в различных частях региона. Подъем территории острова и деформации сжатия, проявившиеся в плиоценовое-четвертичное время, положили начало формированию альпийской Сахалинской складчатой области. Сформировавшиеся в это время правые выдвиги, взбросо-надвиги и сбросы вызвали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложнили структуру складчатых систем нижнего структурного этажа. Формирование геологической структуры острова не завершено. В настоящее время оно выражается в проявлении сейсмоактивных тектонических деструктивно-преобразовательных, седиментационных и магматических процессов, сопровождающих развитие Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики.

Приведенные сведения свидетельствуют о том, что геологическая структура о-ва Сахалин и прилегающих акваторий формировалась в геодинамических обстановках раннемеловой и позднемеловой-палеогеновой активных окраин Палеопацифики и продолжает формироваться в геодинамической обстановке кайнозойской активной окраины Пацифики. Конвергентное взаимодействие литосферных плит обуславливало проявление поясового, островодужного и задугового окраинноморского и континентального рифтового магматизма и связанной с ним рудной минерализации, формирование аккреционных призм, субдукционный метаморфизм пород. Блокировка субдукционных сейсмоактивных зон микроконтинентами завершалась образованием субдукционных сутур, способствовала эксгумации субдукционных высокобарических метаморфических образований, а также вызывала локально проявившиеся орогенез, складкообразование, формирование покровно-надвиговых структур, олистостром и, как правило, завершалась миграцией зон Бениоффа по направлению к океану. Откат зон Бениоффа сопровождался преобладанием растягивающих напряжений, формированием рифтов, подъемом диапиров астеносферы, проявлением рифтогенного магматизма, а повышенный тепловой поток способствовал интенсивному нефте- и газообразованию в рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнах. Сдвиговые деформации наиболее активно проявлялись в периоды косой субдукции и трансформного взаимодействия плит.

Литература

1. Гранник В.М. Тектоника Сахалина // Тектоника и геофизика литосферы. Матер. XXXV Тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2002, т. 1, с. 132-135.
2. Гранник В.М. Палеосейсмофокальные зоны Сахалина // Тихоокеан. геология, 2002, т. 21, № 3, с. 50-65.
3. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Кемский террей (Восточный Сихотэ-Алинь) - фрагмент задугового бассейна раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы // Геодинамика, магматизм и минерагенция континентальных окраин Севера Пацифики: В 3-х т.: Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003, т. 1, с. 196-199.
4. Гранник В.М. Океанские, окраинноморские, островодужные и континентальные рифтовые магматические комплексы в складчатой структуре о. Сахалин // Там же, с. 174-178.
5. Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В. и др. Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеан. геология, 1998, т. 17, № 6, с. 3-15.
6. Баженов М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М. и др. Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана // Геотектоника, 2002, № 1, с. 42-58.
7. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Охотоморский сектор кайнозойской активной окраины Пацифики // Докл. АН, 2001, т. 376, №3, с. 369-372.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КРАКИНСКИХ МАССИВОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Н.В.Грановская, А.А.Цветкова***

*Ростов-на-Дону, Ростовский государственный университет, ggranv@mail.ru

**Уфа, ОАО «Башкиргеология»

На западном склоне Южного Урала в обрамлении осадочных толщ палеозоя наблюдается четыре крупных и несколько мелких тел гипербазитов, площадью от сотен км² до сотен м². Они прослежены цепочкой в субмеридиональном направлении вдоль глубинных разломов на сочленении палеозойских пород Зилаирского мегасинклинория и вендско-рифейских комплексов Башкирского мегантиклинория. Крупные массивы гипербазитов в среднем течении р. Белой, выделяющиеся в рельефе в виде отдельных гор (высотой до 800-900 м), относят к Кракинским. Они представлены Южным, Узянским, Средним и Северным Крака. Кракинские массивы сложены серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами с подчиненным количеством пироксенитов, дунитов и габбро. По периферии они полностью замещены серпентинитами, которые в плане картируются в виде субизометричных оторочек вокруг массивов. По петрологическим особенностям ультрабазиты отнесены к альпинотипным комплексам.

Кракинские ультрабазитовые массивы являются чужеродными структурами в Зилаирском мегасинклинории. Существует две основные точки зрения о структурном положении Кракинских гипербазитов. Наиболее ранние гипотезы рассматривают их как интрузии магмы в породы силурийско-девонского возраста [1]. По мнению многих современных исследователей, массивы относят к перемещенному с востока аллохтону [2, 3], что важно для понимания тектонического строения и металлогении Уральской провинции. Одним из наиболее веских доказательств шарьяжной природы данных структур является тектонический меланж Межкракинской зоны. Он состоит из пород ордовикского, силурийского и девонского возраста и включает глубоководные туфогенно-осадочные океанические комплексы, отличные от разновозрастных шельфовых образований западного крыла Зилаирского мегасинклинория. Однако структурное положение и природа самих Кракинских массивов, несмотря на, казалось

бы, исчерпывающую интерпретацию глубинных сейсмопрофилей [3] все же остаются проблематичными.

Так, при отсутствии прямых геологических наблюдений в вертикальных разрезах трудно однозначно судить о трехслойном строении так называемого Кракинского шарьяжа и особенно о субгоризонтальной пластине из ультраосновных пород, подстилающей палеозойскими субплатформенными осадочными толщами [2]. Блочнообразное положение Кракинских гипербазитов в Зилаирском мегасинклинии не подтверждено объективными фактами, так как сейсмопрофили проходили за пределами этих массивов. Тектонические построения не учитывали данные геоморфологов, однозначно относивших Кракинские горы к неотектоническим поднятиям [4]. Достоверные сведения о падении осадочных толщ под массивы Крака не обязательно говорят о шарьяже с востока. Они не противоречат представлению и о возможном секущем контакте ультраосновных пород с осадочными комплексами, в том числе крутопадающем тектоническом. Не так уж бесспорны и геофизические данные об отсутствии «корней» Кракинских гипербазитов. Об этом свидетельствуют новые факты, полученные авторами при проведении ГДП-200 данной территории, которые позволили предположить протрузивную неотектоническую модель формирования Кракинских массивов.

Методика исследований включала геологические наблюдения, геоморфологический анализ и комплексную интерпретацию результатов гравиметрической съемки, высокоточной магниторазведки (по сети 500×50 м) и аэромагнитной съемки М 1:200000 (при высоте облета 300м). Геологические наблюдения контактов гипербазитовых тел и характера тектонических нарушений в Межкракинской зоне проводились на поверхности в обнажениях и в скважинах. Геоморфологические методы базировались на изучении элементарных поверхностей многоярусного рельефа, речных долин, древних оледенений, коры выветривания. Полученные физические поля и их трансформации позволили проследить геологическое строение Зилаирского мегасинклинии на разных срезах, начиная от поверхности (локальные аномалии Δg с радиусом = 1 км) и глубже (карты осредненных аномалий силы тяжести с радиусом осреднения 5, 10 км).

На основании проведенных исследований можно сделать ряд выводов.

1. Кракинские массивы имеют блоковое строение, не соединяются на глубине и не могут быть генетической частью горизонтального тектонического покрова, так как отдельные блоки этих массивов имеют крутое падение и глубокие корни. Если тектонический меланж Межкракинской зоны связан с шарьяжем, то массивы Крака имеют с этой зоной только пространственные или более сложные генетические связи, выходящие за пределы модели трехслойного вертикального строения офиолитовых комплексов.

2. По геоморфологическим и геофизическим признакам Кракинские тела ультрабазитов резко отличны от офиолитовых тел вдоль Уралтауского разлома. Кракинским массивам соответствуют высокоградIENTные субизометричные гравитационные и магнитные аномалии. В обрамлении Кракинских массивов не наблюдается явно выраженного склонения магнитных серпентинитов. В рельефе – это островершинные горы или высокоприподнятые уплощенные поверхности, с прямыми и выпуклыми коренными склонами. Ультраосновные тела на восточном склоне Главного Уральского хребта не отличаются в рельефе резко положительными формами, а в геофизических полях они выделяются в виде линейных несимметричных аномалий.

3. Кракинские горы имеют неотектонические формы рельефа, что хорошо видно на фоне остаточных денудационных хребтов западного склона Южного Урала. На прямых и выпуклых склонах Крака практически отсутствуют рыхлые отложения

денудационного происхождения. Характерен горно-эрозионный рельеф, возникающий в тектонически-активных зонах. При этом развивается густая сеть глубоких эрозионных понижений, крутые склоны которых во многих местах пересекаются своими вершинами, создавая картину разветвляющихся горных хребтов и их отрогов с острыми или округлыми гребнями и вершинами. Местами в горных массивах прослеживается радиальный рисунок эрозионной сети, в отличие от ортогонального, присущего остаточному рельефу Урала. Геоморфологические профили отдельных Кракинских гор представлены уплощенными сверху ступенчатыми блоками, гипсометрические отметки которых возрастают к центру массивов. Это может быть объяснено неравномерными (неоднократными) поднятиями выровненной в домиоценовое время денудационной поверхности Зилаирского педиплана. Там, где на вершинах Кракинских гор сохраняются остатки ранее сформированных поверхностей выравнивания, наблюдается резкий переход сглаженных склонов в значительно более крутые склоны глубоких горных ущелий.

4. В Кракинских горных массивах не наблюдаются гольцовые формы рельефа, которые характерны для всех остаточных денудационных гор Башкирского поднятия высотой более 800 м. Значит, современной высоты Кракинские горы достигли после четвертичных оледенений. Однако в неогене Кракинские гипербазиты уже выходили на поверхность, возможно, в виде невысоких холмов, так как галька серпентинитов наблюдалась нами на седьмой и четвертой террасах р. Белой в районе массива Узьянский Крак, а также на пятой террасе в нижнем течении р. Кага. На современных коренных вершинных поверхностях Среднего Крака обнаружены мелкие валуны кварцитовидных песчаников, типичные для педипленов, обрамляющих горные массивы Кракинских гипербазитов. Если возраст денудационного выравнивания на западном склоне Ю.Урала большинством геоморфологов трактуется как олигоценовый, а горное оледенение было характерно для неоплейстоцена, то блоковые поднятия горных массивов Крака начались в миоцене и интенсивно продолжались вплоть до голоцена.

5. Наряду с вертикальными движениями в неотектонический этап происходили сдвиговые деформации вдоль субширотных глубинных разломов фундамента, что фиксируется как по смещению элементарных поверхностей рельефа, так и по геологическим признакам. Положение Северного, Среднего и Узьянского Крака соответствует коленообразному изгибу р. Белой между пос. Серменево и Кага, а для широт Южного Крака характерен новый изгиб русла р. Белой от устья р. Кага до дер. Мурадымово. На этих отрезках наблюдаются также изменения в высотах разновозрастных террас р. Белой и изломы её продольного профиля.

6. Если принять гипотезу о шарьяже, приведенную в позднем палеозое к совместному перемещению с востока туфогенно-осадочных глубоководных комплексов и ультраосновных массивов, в основании которых серпентинитовый меланж, то непонятны причины избирательных молодых блоковых поднятий только Кракинских массивов. Такие движения должны быть унаследованы и связаны с глубинными взбросами и сдвигами, вдоль которых длительное время «выжимались» пластичные серпентинизированные ультрабазиты. Частичное перемещение ультрабазитовых тел, вероятно, началось ещё в палеозое вдоль листрических разломов, ограничивающих с запада Уралиды. Причиной таких движений являлось давление с востока Азиатского континента, активно начавшееся в карбоне и менее интенсивно продолжающееся в перми, а также мезозое и даже кайнозое.

Таким образом, накапливается достаточно много аргументов в пользу прогнупричной неотектонической модели Кракинских массивов и их максимального воздымания в рельефе в послеолигоценовое время, но первичные обстановки образования и механизмы внедрения ультрабазитов остаются проблематичными.

1. Ожиганов Д.Г. Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С.242-250.
2. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000, 146с.
4. Рубина Е.А. Геоморфологическая карта одного из районов Южного Урала // Геоморфологическое картирование в съемочных масштабах. М.: Изд. МГУ, 1975. С. 127-128.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И РОСТОВСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ВЫСТУПА

А.Г.Грановский^{}, А.В.Зайцев^{**}, М.М.Рышков^{*}, Г.В.Зеленищikov^{**}*

^{*}Ростов-на-Дону, Ростовский государственный университет, granpv@mail.ru

^{**} Государственное унитарное геологическое предприятие «Южгеология»

Сравнительный анализ строения докембрия Ростовской области представляет большой интерес в связи с её расположением на стыке крупных блоков земной коры, генетически связанных друг с другом и имеющих черты сходства и различия. В основе работы лежат данные бурения 300 скважин, интерпретация гравимагнитных данных (съёмки масштаба 1:20000 и 1:50000), материалов сейсмического зондирования по субмеридиональным профилям КМПВ-ГСЗ (XIV и XX), субширотным профилям (VI, XII, XV, XVII), профилю XI у западной границы области и глубинному профилю Нахичевань–Волгоград.

Докембрийские образования располагаются в северной и южной частях Ростовской области, границей между которыми является Донбасс, где проходит широтный сутурный шов. На севере территории выделяется ряд блоков, которые являются частью Воронежского массива. Это - Курский и Калачско-Эртильский мегаблоки субмеридионального простирания, разделенные Лосевской шовной зоной. На юге территории в погруженной части Украинского шита наиболее значительной структурой является Призовский мегаблок, который представляет собой южное продолжение Курского. Его частью является Ростовский выступ, к востоку от которого выделяется Черноградско-Мечётинская шовная зона, рассматриваемая авторами как аналог и продолжение на юг Лосевской шовной зоны. На территории Донецкого складчатого сооружения докембрийские образования, вплоть до Северного шовного разлома (сутуры), сложены блоками погруженной части Воронежского массива. Между Северным и Персияновским разломами выделяется грабен субширотного простирания, выполненный слабометаморфизованными рифейскими образованиями мощностью до 10 км, под которыми, судя по сейсмопрофилям, залегают базальты или редуцированный гранитный слой [1].

В докембрийском фундаменте отчетливо выделяются три этажа: архейский, позднеархейско-раннепротерозойский и позднепротерозойский. Наиболее древними являются структурно-формационные зоны гранит-зеленокаменных областей архейского возраста, представленные амфибол-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными породами, слагающими выступы метабазит-амфиболового основания и зоны плагногранит-мигматитовых куполов. В структуре второго, архей-нижнепротерозойского этажа, выделяются вулканотектонические впадины, с железисто-кремнистыми метабазитами и мигматит-плагногранитами михайловской и миусской серий. Они развиты в пределах Курского и Ростовского блоков. Выделяются линейные наложенные впадины с железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-

карбонатно-сланцевой формациями курской и неклиновской серий, а также впадины трогового типа с породами сланцево-амфиболовой метавулканитовой формации. Этап образования второго этажа раннедокембрийских структур завершился формированием интрузивных комплексов эпикратной фазы раннего протерозоя. Это интрузии перидотит-габбровой формации мамонского комплекса, а также гранитные интрузии бобровского комплекса на севере и щелочные массивы центрального типа еланчикского граносиенитового комплекса Ростовского выступа. В Приазовском блоке и на южном склоне Воронежской антеклизы в завершающий период карельской складчатости заложилась ортогональная система разломов, к которой тяготеют вышеуказанные позднекарельские интрузивные комплексы. В целом для раннего докембрия четко просматривается единство погруженной части украинского кристаллического щита и Воронежской антеклизы.

Минералогия архейских пород в пределах Ростовской области изучена слабо. В формациях обоянского и восточно-приазовского комплексов в высокоуглеродистых гнейсах отмечается минерализация элементов платиновой группы и золота [2]. В позднеархейских комплексах Курского и Ростовского блоков, развита железисто-кремнисто-метабазитовая формация михайловской и миусской серий. В начале раннепротерозойского этапа отмечается развитие пород железисто-кремнистой формации Курской и Неклиновской серий, а с более поздними комплексами воронцовской серии, ассоциируют руды золото-кварц-сульфидной платиносодержащей формации. Интрузивные комплексы второго, орогенного этапа, представлены перидотит-габбро-норитовой мамоновской серией, с медно-никелевым оруденением (месторождение Липов куст), и малосульфидной платинометаллической ассоциацией [2].

Позднепротерозойский (рифейский) этап активизации и рифтогенеза характеризуется формированием линейных тектонических зон по ортогональной системе разломов. На месте современного Донбасса образовалась субширотная рифтовая структура на раннедокембрийской коре континентального типа. Типичным раннерифейским СВК является трахиндезит-липаритовая формация синявской серии - самбеский комплекс [4], отличающаяся присутствием голубого кварца во всех разновидностях пород. На породах этой формации залегает толща алевроито-сланцевой формации синявской серии, в кровле которой отмечаются покровы базальтов. Эти породы связаны с расколом и растяжением южной окраины Восточно-Европейской платформы по глубинным разломам Прадонецкого рифта и отрывом от неё южных мегаблоков, что подтверждается отсутствием или существенным редуцированием «гранитного» слоя в центральной части рифта [1]. В это время формировалась дугообразная система трансформных разломов, секущих рифтогенную зону [3]. Они фиксируются по линиям смещения магнитных и гравитационных полей. Вероятно, в это время на месте Днепровско-Донецкого сооружения существовал океанический залив типа современного Калифорнийского [5]. На базальтах залегает регрессивная толща конгломератов и песчаников синявской серии. Их образование связано с региональными поднятиями в конце рифея.

Минералогия рифея в осевой части рифта соответствует этапу растяжения и характеризуется золото-серебряной и медной минерализацией, связанной с основными эффузивами, песчаниками, доломитами и конгломератами синявской серии. В пределах южного склона Воронежской антеклизы, минерализация рифея имеет другой характер и приурочена к Шумилинско-Новохоперской зоне. Она связана с дайками и трубками брекчий базальтоидного ряда пород и определяется находками алмазов в её Воронежской части.

Анализ физических полей, вещественного состава докембрийских пород, их простирания и ориентировки древнейших шовных разломов свидетельствует о том,

что блоки раннедокембрийского фундамента погруженной части Украинского щита являются естественным продолжением к югу блоков Воронежского кристаллического массива. В общем плане Украинский, Курско-Воронежский щиты и Белорусский кристаллический массив в целом имеют форму крупной кольцевой структуры, юго-восточной частью которой являются блоки Ростовского выступа.

Перестройка раннедокембрийского структурного плана в рифее привела на раннем этапе рифтогенеза к растяжению и отделению блоков юго-восточной части Украинского щита. На этапе сжатия (девон-нижний карбон) произошло смещение южных блоков к западу, с амплитудой около 80 км, что подтверждается данными дистанционных исследований [6]. В современном структурном плане указанное смещение и палеозойская коллизия докембрийских пород хорошо иллюстрируется данными геофизических профилей КМПВ-ГСЗ (XIV, XX). Сутурный шов сочленения южных и северных блоков смещен на отдельных участках по долгоживущим конформным разломам. Рифейские структуры этого этапа сохранились на юге области, во впадине северного склона Ростовского выступа, в центральной части Днепров-Донецкого складчатого сооружения и в восточной части Сальско-Ремонтненского блока.

Литература

1. Бородулин Н.И. Система глубинных разломов Донбасса и их характеристика по данным глубинного сейсмического зондирования. Киев, «Наукова Думка», т. 34, вып.5, 1972. С. 27-32.
2. Демченко Б.М., Чернышев Н.М., Лихачев В.А., Зеленщиков Г.В. Минералогия Воронежского кристаллического массива, М., // Геолог. вестник Центральных районов России, № 1-2, 1999. С. 13-18.
3. Зайцев А.В., Грановский А.Г. и др. Особенности строения и палеогеодинамики докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского тектонического выступа. // Известия вузов. Сев.-Кавказск. регион. Естеств. науки. 2003. №2. С. 106-112.
4. Лихачев В.А., Терентенко Г.А., Зайцев А.В. Основные черты тектономагматического развития и перспективы рудоносности Ростовского выступа и южной части Донбасса. // В сб. «Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Ростовской области», Ростов на Дону, РГУ, 1979. С. 76-84.
5. Волош Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение кряжа Карпинского. // Геотектоника, 1999, №1. С. 28-43
6. Кикина М.А., Прошин С.В. Юг Восточно-Европейской платформы и Скифская плита. // В сб. «Космическая информация в геологии». М.: Наука, 1983. С. 189-195.

МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

А.Ф.Грачев

Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

Концепция мантийных плюмов, зародившаяся одновременно с тектоникой плит, на наших глазах переросла в новую парадигму, в которой тектоника плит является только одним из составных элементов. В настоящее время мы располагаем достаточно полными данными по эволюции плюмов в течение кайнозоя и мезозоя, однако и домезозойская история развития Земли, а особенно эпоха раннего докембрия с широко развитым коматитовым магматизмом в зеленокаменных поясах (ЗП) должна быть переосмыслена с позиции концепции мантийных плюмов. Попытки применить тектонику плит для объяснения процесса образования зеленокаменных поясов (ЗП) в архее оказались мало убедительными. Критическим моментом для таких построений послужило редкое присутствие андезитов в разрезе ЗП как признаков осгровных дуг, глаукофанового метаморфизма, развивающегося в условиях субдукции океанической литосферы, офиолитов и щелочных базальтов. Последнее десятилетие вызвало

лавинный поток публикаций, в которых развитие ЗП раннего докембриа рассматривается как результат деятельности мантийных плюмов [1 и др.].

Идентификация мантийных плюмов в геологическом прошлом в значительной мере построена на данных химической геодинамики [2], причем чем более древний возраст имеют плюмы, тем выше становится роль изотопно-геохимических методов. Именно этот подход позволил в последние годы прийти к выводу о принципиальном сходстве формирования ЗП и таких крупных провинций океанического вулканизма как плато Хикураги, Онтонг Ява, Манихики и др. Петрохимическая специфика раннедокембрийского магматизма с перидотитовыми и базальтовыми коматитами давно и хорошо известна [3, 4]. Базальты фанерозойских мантийных плюмов и ЗП относятся к типу Fe-Ti базальтов, промежуточных между лавами щелочного и толеитового состава с феннеровским трендом дифференциации. По отношению Nb/La_{pm} и Th/La_{pm} толеитовые базальты ЗП аналогичны базальтам таких фанерозойских плюмов как Онтонг Ява и Исландия как результат смешения различных мантийных компонентов [5]. Важное значение приобретает изучение пикритов и ферропикритов как характерных членов формационного ряда плюмового магматизма, которое выявило различие Fe-коматитовых базальтов архея и протерозоя, которые на 30% богаче железом, чем современные плюмы [6], т.е. мантия в архее и вероятно в протерозое была богаче железом.

Необходимо отметить и различия в температуре и глубине формирования высокомагнезиальных расплавов во времени – архей-протерозой-фанерозой. Источники плавления архейских лав имели достаточно широкий разброс PT условий. Обедненные глиноземом коматиты Бостон Тауншип, Канадский щит, являются результатом плавления при давлениях от 14 до 24 ГПа с маджиритом в респите, что соответствует глубинам более 400 км, в то время как высокомагнезиальные толеиты ЗП Норсман, Зап. Австралия, выплавлялись из источника при давлении менее 6 ГПа [7]. Различия в составе базальтов раннедокембрийских и фанерозойских плюмов выражается также в следующих параметрах: отношениях Al_2O_3/TiO_2 , Zr/Sm , Hf/Sm , P/Nd , $(Gd/Yb)_N$. Особо надо отметить роль контаминации первичных расплавов, которая в архее и протерозое была существенно выше, чем в фанерозое. Это имеет важное значение для интерпретации пород среднего и кислого состава, которые характерны для некоторых как ЗП, так и фанерозойских плюмов.

Детальные исследования ЗП, проведенные в последнее десятилетие [1, 8, 9, 10 и мн. др.] выявили важную и ранее неизвестную особенность, касающуюся длительности развития ЗП. Если раньше на основе редких изохронных датировок предполагалась, что длительность формирования ЗП около 200 млн. лет [4], то для ряда ЗП разными методами (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изохронное датирование) этот промежуток времени сократился от первых десятков до первых млн. лет [8, 10], ситуация, весьма схожая с историей определения возраста плато-базальтов и траппов. Это означает, что толща лавовых покровов мощностью от 3-5 до 15-18 км формировалась исключительно быстро. К этому следует два других важных признака – латеральная протяженность лавовых покровов (до 100 км и более) и практическое отсутствие осадочных пород в разрезе лавовых толщ ЗП. Последние реконструкции для раннего протерозоя (2.45 млрд. лет) [8, 11] показывают одновременное развитие лавовых плато в это время на расстоянии, значительно превышающее 2000 км, с суммарным объемом излившихся продуктов более 200 000 км³. Все эти признаки ЗП характерны и для фанерозойских траппов. Несмотря на явно недостаточное число датировок, все же можно выделить следующие временные рубежи развития плюмов в докембри: 3800, 3500, 2450-2500, 2000-1900, 1450-1500, 1200, 825, 780, 586 [12 и мн. др.].

Действительно, анализ данных по валовому химическому составу гранито-гнейсовых куполов показывает, что бимодальность - реальная петрохимическая специфика, которая оказывается общей как для гранитных диапиров, так и для вулканических серий зеленокаменных поясов [13]. Важное значение для понимания такой петрохимической специфики имеют исследования изотопии и геохимии пород различного состава из бимодальной ассоциации серых гнейсов (БАСГ) Барбертонского пояса и других районов Южной Африки [13]. Несмотря на широкие вариации состава исследованных образцов БАСГ Барбертонского пояса (гнейс, тоналит, диорит и метабазальт), все породы имеют одну Sm-Nd изохрону 3417±34 млн. лет [13]. Таким образом, БАСГ начала формироваться через 50-100 млн. лет после излияния базальтов и коматитов нижних частей разреза группы Онвервахт.

По разным оценкам, к концу архея было сформировано от 70 до 80% всей континентальной коры, причем мощность как самой коры, так и литосферы в пределах современных докембрийских щитов во многих случаях существенно превышают среднюю мощность коры для фанерозоя! Поэтому возникает естественный вопрос о механизме ее формирования в сравнении с аналогичным процессом в фанерозое? Ответ на этот принципиальный для геодинамики вопрос уже давно обсуждается в литературе, но единства мнений не существует [4 и мн. др.].

Исходя из концепции мантийных плюмов, мы считаем, что три процесса ответственны за формирование мощной континентальной коры в раннем докембрии: андеплейтинг, деляминация и флейк-тектоника (flake tectonics). Последовательность этих процессов такова, что сначала формируется мощная толща лав коматитового и базальтового состава, сопровождающаяся образованием высокоскоростного слоя в основании коры, который остается после прекращения деятельности плюма в виде своеобразного рестита, или корня (мы его ранее назвали плюмовой подушкой [14]). При коллизии сформировавшихся протоконтинентов (островов первичной протокры) на первой стадии деляминация приводит к расчленению литосферы на кору и мантию и надвиганию коровой части одного из протоконтинентов на другой. Механизм такого процесса был назван флейк-тектоникой (flake tectonics) [16]. По существу описанный механизм формирования континентальной коры в раннем докембрии в условиях более высокого разогрева литосферы в сравнении с фанерозоем предшествует уже развитой после рубежа 2.6 млрд. лет настоящей субдукции.

Работы выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ 01-05-64380, 01-05-64381 и 03-05-64077 и программы 5 РАН «Взаимодействие плюмов с литосферой».

Литература

1. Мантийные плюмы и металлогения. М., Пробел. 2002. 515 с.
2. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. № 6. С. 11-37.
3. Grachev A.F., Fedorovsky V.S. On the nature of greenstone belts in the Precambrian // Tectonophysics. 1981. Vol. 73. P. 195-212.
4. Precambrian plate tectonics. Amsterdam, Elsevier. 1981. 781 p.
5. Kerrich R., Polat A., Wyman D., Hollings P. Trace elements systematics of Mg-, to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis // Lithos. 1999. V. 46. P. 163-187.
6. Francis D., Ludden J., Johnstone R., Davis W. Picrite evidence for more Fe in Archean mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 167. P. 197-213.
7. Xie Q., McCuaig T.C., Kerrich R. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts // Chem. Geol. 1995. V. 126. P. 29-42.
8. Vogel D.C., Vuollo J.I., Alapieti T.T., James R.S. Tectonic, stratigraphic and geochemical comparisons between ca. 2500-2440 mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian shields // Precambrian Res. 1998. V. 92. P. 89-116.

9. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P. et al. Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Res. 1998. V. 92. P. 223 – 250.
10. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V.61. P.1205 – 1222.
11. Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.45 Ca: remnants of an ancient large igneous province // Geology. 1997. V. 25. P. 299–302.
12. Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // J. Geodynamics. 2002. Vol. 34. P. 309-342.
13. Carlson R., Hunter D.R., Barker F. Sm-Nd age and isotopic systematics of the bimodal suite, ancient gneiss complex, Swaziland // Nature. 1982. V. 305. P. 701-703.
14. Грачев А.Ф. Мантйные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С.3-37.
15. Грачев А.Ф. Underplating, или наращивание мощности литосферы, геологическая геофизическая и геохимическая характеристики //Тектоника и геофизика литосферы. М.: Геос, 2002. Т.1. С. 139-142.
16. Oxburgh E.R. Flake tectonics and continental collision // Nature. 1972. V. 239. P. 202-204.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭЛЬБРУССКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ)

*И.И.Греков**, *М.А. Компаниец**, *Г.В. Литовко**, *Е.А. Трофименко**,
*В.Н. Арбузкин**, *Ю. А Геворкян***, *С.У. Кухмазов****, *А.М. Морозова*****

*Ессентуки, ФГУП «Кавказгеолсьемка», grekov@geolog.kmv.ru

**Ессентуки, ФГУП «Сей-Эко-Геон»

***Москва, ООО Центр геофизических исследований

****Санкт-Петербург, ООО «Северо-Запад»

Изучение глубинного строения зон альпийского коллизионного магматизма складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа (СГСБК) приобрело в настоящее время новое звучание в связи с катастрофическими явлениями последних лет. Совмещенный геолого-геофизический разрез (рисунок) по линии Приэльбрусского профиля иллюстрирует строение консолидированной коры вошедших в состав СГСБК магматически активного Центрально-Кавказского кристаллического массива (ЦКМ) и фрагментов сопряженных с ним амагматичных Закавказской (ЗЭП) и Предкавказского террейна Скифской (ПТ СЭП) эпигерцинских плит. Гравиметрическим моделированием в комплексе с новыми материалами МТЗ, МОВЗ и данными геологического картографирования, разведочного бурения и сейсморазведки выявлен ряд структурно-вещественных неоднородностей, пространственно связанных с центрами неоген-четвертичного магматизма Эльбрусской вулканической области и в целом подтверждающих уже отмечавшуюся в печати [2, 6] содвиговую модель горного сооружения.

Плотная модель консолидированной коры ПТ СЭП и ЗЭП отличается от коры ЦКМ небольшой мощностью (до 32 км), трехслойным строением при более «тяжелой» верхней коре ($2,82 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), минимальной мощности «геофизического» фундамента (2 – 3 км) и максимальной мощности осадочного чехла (5 и 13 км, соответственно). Консолидированная кора ЦКМ, напротив, имеет повышенную мощность (от 43 км на севере до 53 км в осевой части горного сооружения) при максимальной мощности «геофизического» фундамента и повышенным уровнем гранитизации за счет появления в состав верхней коры более «легкой» ($2,75 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) пластины. Кристаллический фундамент здесь выведен на дневную поверхность или перекрыт маломощным осадочным чехлом (до 1.5 км). В зоне конвергентного

взаимодействия ЦККМ с ЗЭП (Большекавказская рубцовая зона по [2] - БКРЗ) отмечается двух-четырёхкратное увеличение мощности нижней коры («корни гор»).

По линии Приэльбрусского профиля по мере приближения к БКРЗ увеличивается степень расслоенности и деформированности земной коры. Четкие устойчивые непрерывные отражения в пределах ПТ СЭП сменяются менее устойчивыми с многочисленными рассогласованиями и некоррелируемыми отдельными площадками в составе консолидированной коры ЦККМ. Количество границ обмена увеличивается от 4 в теле ПТ СЭП до 5 – 6 при переходе к ЦККМ и до 10 на юге в зоне сопряжения последнего с ЗЭП. По линии профиля отчетливо обособляется переходная зона от консолидированной коры к верхней мантии мощностью 10 – 20 км (поверхности M_1 и M_2). Согласованное поведение последних сопровождается аномальными (до 4 – 5 км) нарушениями поверхности M_2 на северном фланге ЦККМ и в средней его части, а также глубоким провисом (до 65 км) на южном фланге ЦККМ («корни гор»).

Для глубинной структуры ЦККМ характерны система встречно погружающихся разрывных нарушений на его флангах (Главный Кавказский –ГК и Нагутский – НГ разломы), взбросо-надвиговая морфология которых придала массиву облик клиновидного горста (обстановка сжатия), а также система крутопадающих внутриплитных разломов (Пшекиш-Тырныузского (ПТШЗ), Верхне-Малкинского (ВМ), Срединного (С), Подкумского (П), Армави́ро-Невинномысского (АН), сбросовый или сбросо-сдвиговый характер которых обусловил возникновение структуры осевого растяжения (ступенчатого грабена) в центральной части ЦККМ.

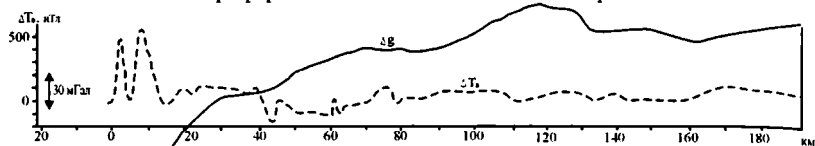
Геоэлектрический разрез ЦККМ неоднороден. С глубины 8 - 20 км его кора характеризуется относительной низкоомностью (до 150 Ом.м), что в целом согласуется с представлениями [4, 5] о наличии в средней и нижней частях консолидированной коры волноводов - вероятных зон разогрева, разуплотнения и частичного плавления пород. В верхней части коры располагается несколько высокоомных блоков (до 10000 Ом.м), разделенных низкоомными зонами.

В целом в составе ЦККМ выделяется три аномальных блока, отвечающих Эльбрус-Кюгенскому (ЭКВР), Минераловодскому (МНВР) и Малкинскому (МЛВР) вулканическим районам (ВР) Эльбрусской вулканической области.

Эльбрусский вулканический центр ЭКВР расположен на южном фланге выступа кристаллического основания ЦККМ в зоне разломно-глыбового и вязко-пластического течения горных масс. Основные геофизические параметры центра: 1/ высокий уровень расслоенности кристаллического основания и консолидированной коры; 2/ максимальная (до 53 км) мощность последней при двукратном увеличении мощности нижней и частично верхней коры («корни гор»); 3/ клиновидная форма магматически активного блока за счет схождения разломов ПТШЗ и ГК; 4/ контрастная отрицательная аномалия силы тяжести, связанная с наличием двух контрастных зон разуплотнения - нижней крутопадающей, отождествляемой с магматическим очагом, и верхней субгоризонтальной, отвечающей периферической магматической камере.

Малкинский ВР располагается на площади Малкинского выступа в пределах внутриплитной зоны растяжения (ступенчатого грабена). Для него характерны: 1/ повышенная электропроводность земной коры; 2/ воронкообразная форма проводящей зоны, ось которой совпадает с магматически активным Северным разломом, а фланги – со сходящимися на глубине коровыми разломами предположительно листрической морфологии; 3/ наличие зон разуплотнения на среднем и верхнем срезах земной коры (вероятные периферические камеры); 4/ многочисленные рассогласования отражающих поверхностей и «средний» уровень расслоенности консолидированной коры; 4/ локальный (до 4 км) мантийный выступ, предположительно связанный с внедрением магматического материала (потенциальный магматический очаг).

Минераловодский ВР расположен в зоне инденторного влияния ЦККМ на ПТ СЭП в эпицентре Кавминводской (КМВ) трехлучевой системы и КМВ кольцевой структуры центрального типа [3]. Ему отвечает: 1/ сложная конфигурация поверхности M_2 , вероятно связанная с поступлением мантийного флюидного (магматического) материала и формированием здесь магматического очага; 2/ локальный пережим переходной зоны между консолидированной корой и верхней мантией; 3/ клиновидная форма магматически активного блока земной коры за счет схождения НГ, АН и П разломов; 4/ клиновидное высокоомное тело повышенной плотности; 5/ зоны разуплотнения в составе верхней коры (10 – 16 км по [1] и 3 – 5 км нашим данным), вероятно связанные с периферическими магматическими камерами.



Геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области по Приэльбрусскому профилю.

1 – Эльбрусская вулканическая постройка. 2 – Мезокайнозойский осадочный чехол. 3 – «Геофизический» фундамент (без разделения PZ – T). 4 – Элементы консолидированной коры: верхняя кора ($\sigma = 2.75, 2.82$, локально $2.85 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), средняя кора ($\sigma = 2.85 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), нижняя кора ($\sigma = 2.90 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$). 5 – Мантия ($\sigma = 3.30 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$). 6 – Зоны высокой (а – менее 40 Ом) и пониженной (б – 40 – 60 Ом, в – 60 – 80 Ом) проводимости по данным МТЗ. 7 – Зоны деформации границы обмена M_2 по данным МОВЗ. 8 – Области повышенной интенсивности электросопротивления (более 600 Ом.м). 9 – Положение границы Мохо по данным гравиметрического моделирования. 10 – Границы между элементами консолидированной коры (а), в том числе совпадающие с границами по данным МОВЗ (б). 11 – Верхняя (M_1) и нижняя (M_2) границы переходной зоны от земной коры к верхней мантии по данным МОВЗ. 12 – Тектонические нарушения (названия в тексте). 13 – Аккреционная призма. 14 – Проекция зоны разуплотнения (по [1]). Названия вулканических районов в тексте.

Таким образом, в Приэльбрусском пересечении Эльбрусская вулканическая область представлена тремя типами структурно-магматических систем мантийного заложения, обязанных тектонодинамической обстановке их формирования и в той или иной мере повлиявших на вещественный состав продуктов неоген-четвертичного

магматизма (риодациты на Эльбрусе, базальтоиды на Малке и субщелочные гранитоиды на КМВ).

Литература

1. Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа. М.: ОИФЗ РАН, 2001, 336 с.
2. Греков И.И., Литовко Г.В., Расцветаев Л.М. Глубинное строение Большекавказской коллизионной зоны на примере Восточного Кавказа. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Тез. докл. М.: GEOS, 2003, с. 167 – 172.
3. Греков И.И., Пруцкий Н.И. Трехлучевые системы Северного Кавказа и их металлогеническое значение. // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск: НПИ, 2002, с. 53-59
4. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. // Геотектоника. 1999. №2, с. 17-35.
5. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбруско-Минераловодской области Северного Кавказа. // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989, с. 99 - 105.
6. Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики. // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002, с. 333 – 373.

ИНЖЕНЕРНАЯ ЛИНЕАМЕНТОЛОГИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*Е.Э. Грудкина**, *А.А. Махорин**, *А.И. Полетаев***

*Москва, «Технориск», sonatex@geol.msu.ru

**Москва, Геологический факультет МГУ

Одним из перспективных современных научных направлений региональных геологических исследований является инженерная линеаментология [2], изучающая роль линеаментов в структуре и напряженном состоянии верхних частей земной коры, а также их значение для формирования и активности современных инженерно-геологических процессов.

К настоящему времени установлено, что линеаменты и их системы образуют сложное (по современной наблюдаемой интегральной структуре), но геодинамически единое линеаментное поле Земли, представляющее собой многоуровневый: ядро-мантия-поверхность Мохо- фундамент- чехол - дневная поверхность - структурный каркас, выраженный в скрытой (латентной) форме, но при этом четко регламентирующий и структурную «организацию» земной коры в геологическом прошлом, и особенности ее геодинамики в настоящем, и эволюцию структурирования ее элементов в будущем, детерминируя развитие как эндогенных (сейсмичность, вулканизм и др.), так и экзогенных (оползни, карст, суффозия и др.) геологических процессов и явлений [1, 6].

Строго говоря, эволюция данного структурного каркаса «по определению» должна влиять на уровень современной геодинамической активности и, естественно, на позиционирование и по вертикали, то есть в разрезе земной коры, и по латерали, то есть по площади, различных (в том числе и катастрофических) геодинамических процессов и закономерности их развития.

Ярким примером, подтверждающим это положение, могут служить результаты применения линеаментного анализа при изучения сейсмических и склоновых процессов: в первом случае это позволяет, например, уточнить размеры, морфологию и даже элементы строения плейстоценовых областей, и выделить скрытые сейсмоконтролирующие структуры; во втором - «привязать» оползневые участки и отдельные оползневые тела к так называемым узловым структурам [5], образованным за счет сочленения или пересечения отдельных линеаментов или их систем.

Накопленный исследовательский опыт показывает, что результаты линеаментного анализа, позволяющие визуализировать линейные нарушения земной

коры, развитые в скрытой форме, значительно повышают информативность, объемность и, соответственно, достоверность инженерно-геологических изысканий тех или иных территорий.

Более того, применение линеаментного анализа при инженерно-геологических исследованиях позволяет пересмотреть имеющиеся схемы инженерно-геологического районирования территорий именно с учетом роли скрытых нарушений (линеаментов) в современной динамике земной коры.

Таким образом, инженерная линеаментология, находящаяся на стыке двух «ветвей» геологического знания - инженерной геологии и тектоники, призвана внести посильный вклад в обновление имеющихся данных и создание более объективных и достоверных представлений о взаимодействии структурных преобразований, с одной стороны, и инженерно- геологических процессов - с другой, на самых разных - от планетарного до локального - уровнях.

На конкретных примерах инженерно-геологических исследований платформенных (Московский мегаполис) [4] и горно-складчатых (Северный Кавказ) [3] территорий, а также зон сочленения типа «море-континент» (район «Сирийского амфитеатра») демонстрируется, что инженерно-линеаментологический подход вносит существенный вклад в изучение и решение проблем современной геодинамики, определяющей активность катастрофических процессов в земной коре.

Литература

1. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986, 144 с.
2. Махорин А.А., Полетаев А.И. Инженерная линеаментология горной части Северного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1988, т.63, вып.2, с.143-144.
3. Махорин А.А., Полетаев А.И. Значение линеаментного анализа горных территорий для изучения геологических процессов (на примере Северного Кавказа) // Изв. вузов. Геол. и разведка, 1989, №1, с.133-136.
4. Махорин А.А., Полетаев А.И., Кучуков Э.З. Инженерная линеаментология Московского региона // Теоретические проблемы инженерной геологии /Труды Международной научн. конференции (Россия, Москва, МГУ, 25-26 мая 1999г.). М.: МГУ, 1999, с.69-70.
5. Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры. М.:МГП «Геоинформмарю», 1992.52с.
6. Полетаев А.И. Линеаментная геодинамика земной коры - структурно-информационная основа карт новейшей геодинамики . Геология. Ч.П. Программа «Университеты России». Направление П. Университеты как центры фундаментальных исследований. М.: МГУ, 1994, с.181-185.

АГУЛЬСКИЙ ГРАБЕН – КОЛЛИЗИОННАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОГО САЯНА

В.М. Даценко

Красноярск, Красноярский НИИ геологии и минерального сырья (КНИИГиМС),
dathenko@kgf.ru

В работах последних лет, связанных с составлением геодинамических карт и реконструкциями тектонического развития Алтае-Саянской области (АСО), индикаторами коллизионных процессов обычно признаются комплексы орогенических моласс, высокометаморфизованных образований и гранитоидов коллизионного, преимущественно S-типа [1, 2, 9, 11 и др.]. Геохронологические данные в целом подтверждают аккреционно-коллизионную модель развития региона в позднем кембрии – ордовике и массовое образование гранитоидов в интервале 500-440 млн. лет [2]. Геодинамической позиции впадин, наложенных на раннепалеозойские складчатоглыбовые структуры АСО, уделялось при этом недостаточное, на наш взгляд,

внимание. Объясняется это, по всей вероятности, тем, что с начала прошлого века эти впадины (Минусинские, Рыбинская, Агульская и другие в центральной части АСО) по комплексу органических остатков в выполняющих их красноцветных отложениях считались девонскими, т.е. значительно оторванными во времени от ордовикской орогении и грандиозного гранитообразования. Возраст же подстилающих красноцветы немых вулканических пород оставался неизвестным, если не считать примитивных массовых К-Аг определений 60-х годов прошлого столетия, проведенных зачастую в неаттестованных лабораториях отдельных экспедиций и показавших разброс полученных значений от кембрия до карбона включительно.

Между тем, есть все основания полагать, что эти впадины формировались в несколько этапов. Последние датировки, полученные в Лаборатории геохронологии ВСЕГЕИ Rb-Sr методом [10 и др.] показали, что вулканы бимодальной серии Агульского грабена формировались в ордовике (имирская свита мощностью до 1,5-2 км, ранее считавшаяся силурийско-нижнедевонской), как и прорывающие их лейкограниты, по легенде отнесенные нами к нижнедевонскому огнитскому комплексу. Те и другие после небольшого размыва попали в базальные конгломераты перекрывающей их красноцветной карымовской свиты, содержащей прослой субщелочных базальтов. Вулканизм был проявлен в рифтогенных наземных условиях. Петрохимические особенности эффузивов имирской свиты р. Агул близки к развитым в позднелавозойском грабене Осло [6].

Геотектоническая природа Агульского грабена неоднозначна. На тектонических схемах конца 50-х годов прошлого столетия Агульская “впадина” в соответствии с геосинклиальной концепцией относилась к каледонидам. По мнению автора, проводившего в 1961-1963 годах среднemasштабное геологическое картирование территории [8], для выделения “каледонид” в изученном районе необходимо было иметь комплекс геосинклиальных отложений и соответствующий магматизм собственно геосинклиальной, орогенной и посторогенной стадий. Ничего этого в Агульском грабене не оказалось. Вулкано-плутоническая формация, возраст которой по легенде приходилось считать девонским, залегала на глубокометаморфизованных архей(?)-протерозойских гнейсах и кристаллических сланцах бирусинской серии с перерывом в несколько сотен млн лет. Обстановка напоминала “глыбовые зоны” Д.И.Горжевского и В.Н.Козеренко и, особенно – “зоны активизации”, изученные А.М.Смирновым в области сочленения Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом (1963 г.). Магматизм этих зон оказался близок к развитому в Агульском грабене и автор, вероятно – впервые для Южной Сибири, выделил в 1963 г. зону активизации области сочленения Сибирской платформы с Восточным Саяном и Енисейским кряжем [4]. Ю.А.Кузнецов называл подобный магматизм квазикратонным, характеристика его содержится в наших работах [4-8] и здесь не рассматривается. Дальнейшая детализация проводилась А.Е. Телешевым, А.Н. Смагиным, В.В. Парначевым и др.

В настоящее время термин “активизация” не находит места в теории новой глобальной тектоники. Структуры, подобные Агульскому грабене, получили новую трактовку. Так, Л.П. Зоненшайн и его сподвижники (1976, 1990 и др.) относили их к

* Эта структура чаще всего описывается как Агульская впадина. В работах [4-8 и др.] нами было показано, что “впадина” представляет собой клинообразный односторонний грабен, простирающийся в северо-западном направлении на 200 км и разделяющий Канскую и Бирусинскую глыбы Восточного Саяна – выступы кристаллического основания Сибирской платформы. Агульский грабен выполнен вулканическими породами бимодальной серии, на северо-западе он трансгрессивно, с резким азимутальным и небольшим угловым несогласием перекрывается среднедевонскими красноцветными отложениями Рыбинской впадины.

внутриконтинентальным тыловым частям океанических бассейнов, И.В. Гордиенко – к субдукционным образованиям. Г.Г. Семенов считал их тыловодужными континентальными вулкано-плутоническими структурами Рудноалтайско-Чарской субдукционной зоны [11], примерно такого же мнения придерживается В.Г. Михайленко [9]. Н.А. Берзин и Л.В. Кунгурцев полагают, что Минусинские и подобные им впадины являются герцинскими структурами активной континентальной окраины [1].

По нашему мнению все приведенные сведения связаны с представлениями именно о девонском возрасте Минусинских котловин и Агульского грабена (“впадины”). Выше уже отмечалось, что А.Г. Рублевым [10] получен ордовикский возраст как вулканитов (450 млн. лет), так и гранитов р. Агул (434 ± 5 млн. лет, Rb-Sr метод; 445-450 млн. лет, K-Ar метод; Телегашский, Минусинский и др. массивы). Это позволяет нам связывать заложение Агульского грабена с коллизионным этапом развития АСО (закрытие Палеоазиатского океана) и рассматривать его как коллизионный рифт. А.Дж. Шенгер (1978 г.) обозначает этим термином рифты, простирающиеся под большим углом к орогеническим поясам коллизионного типа, возникающие в тыловой области орогена при столкновении континентов или отдельных территорий с континентами. “Коллизионный рифт – несоосный рифт, порожденный растягивающими напряжениями, которые вызваны непосредственно столкновением континентов без участия промежуточных процессов” [12, с. 250]. В нашем случае предполагается столкновения некогда единого Канско-Бирюсинского выступа Сибирской платформы с Дербинским микроконтинентом, коллизия которых “документируется” поясом гранитоидов кутурчинского комплекса с возрастом 493-476 млн. лет (K-Ar даты, [2]). Развитие коллизионных рифтов после столкновения включает этап растяжения столкнувшихся континентальных блоков и внедрение даек базальтов из родоначального мантийного источника. Такие дайки изучены в расположенном восточней Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирской платформы, где они представлены щелочными порфиритами с Ar-Ar возрастом $458 \pm 4,5$ млн лет [3]. Следующим этапом является образование грабена и опускание его дна по разломам. Сброс давления при рифтообразовании приводит к частичному плавлению мантии, подъему высокотемпературной базальтовой магмы, миграции флюидов, что провоцирует образование коровых магматических очагов, становление вулканов центрального типа и внедрение гранитов [5].

Некоторое отставание по времени магматизма Агульского грабена от коллизионных событий АСО закономерно: по мнению ряда зарубежных исследователей магматизм коллизионных грабенов фиксирует стадию коллапса орогенов {Dewey, 1988; Liegeois, 1998}.

Возможно, Агульский грабен является не единственной коллизионной структурой такого типа в АСО, хотя от расположенных в относительной близости Минусинских и Рыбинской впадин он отличается хотя бы уже тем, что в последних совершенно отсутствует гранитоидный (коровый) магматизм, на что в свое время указывал И.В. Луцицкий. Необходимы дальнейшие геохронологические исследования, необходим поиск петрогеохимических и петрографических критериев, позволяющих надежно идентифицировать однотипные вулканиды ордовика и девона.

Литература

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1, с. 63-81.
2. Владимиров А.Г., Гишпер А.С., Изох А.Э. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 6, с. 795-798.

3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Скляров Е.В. и др. Щелочные порфириды – индикаторы раннепалеозойских коллизионных событий в структуре южного фланга Сибирского кратона // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: Тез. докл. (доп. изд.-е). Новосибирск: ОИГГИМ СО РАН, 2003, с. 6-7.
4. Дашенко В.М. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Геотектоника. 1970. № 6, с. 88-94.
5. Дашенко В.М. К вопросу о происхождении гранитоидов в областях проявления квазикратонного магматизма // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202, № 4, с. 905-908.
6. Дашенко В.М. Среднепалеозойский внегеосинклиналиный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы // Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск: Красноярск. книжн. изд-во, 1974, с. 109-129.
7. Дашенко В.М. О латеральной изменчивости вулканогенного разреза Агульской грабен-синклинали (Восточный Саян) // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Красноярск. книжн. изд-во, 1974, с. 66-72. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 182).
8. Дашенко В.М., Бондарева Д.М. Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-VII. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1971, 190 с.
9. Михайленко В.Г., Ломаева Г.Р. Геотектоническая модель развития восточной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск: КНИИГГИМС, 2001, вып. 2, с. 44-50.
10. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкарбатова Г.С. О времени проявления девонского магматизма в Агульском прогибе Восточного Саяна // Отечественная геология. 1994. № 3, с. 42-48.
11. Семенов Г.Г., Михайленко В.Г. Плейттектоническая модель центральной части Алтае-Саянской области и проблемы ее металлогении // Отечественная геология. 1994. № 10, с. 44-54.
12. Структурная геология и тектоника плит / Ред. К. Сейферт. М.: Мир, 1990. Т. 1, 315 с.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.В. Деев, С.В. Зиновьев*, И.С. Новиков*, Е.А. Вишневская***

*Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, deev@uiggm.nsc.ru

**Новосибирск, НРЦ ГИТ ОИГГМ СО РАН, vishnevs@dataeast.ru

Западная часть Горного Алтая объединяет орографические элементы Северо-Западного Алтая (Ивановский, Коксуйский, Коргонский, Башелакский, Ануйский, Чергинский, Семинский хребты), а также западных частей Центрального (хребты Катунский, Листвяга, Теректинский, Холзунский) и Северо-Восточного (части хребтов Иолго, Айгулакского, Куминского, Сумультинского) Алтая. С севера и юга данная система орографических элементов имеет четкие ограничения. На севере они отделены от Предалтайской равнины хорошо выраженным в рельефе субширотным (приблизительно соответствующим 52° параллели с.ш.) уступом, именуемым в литературе как «фас Алтая»; на юге - субширотно вытянутой Нарымской впадиной от хребтов Южного Алтая. На восток рассматриваемые горные массивы продолжают их хребтами Центрального и Северо-Восточного Алтая, на запад и северо-запад Рудноалтайскими структурами или постепенно нивелируются по направлению к Предалтайской низменности.

Информационной базой для выявления позднекайнозойского структурного плана служат, главным образом, сведения о параметрах современного рельефа анализируемой территории (морфологических особенностях, степени расчлененности, распределении типовых неоднородностей по площади и т.д.), выраженных в распределении изолиний. Эта информация, дополненная результатами компьютерного моделирования цифровых карт рельефа и анализом аэрофотоматериалов, является основой для составления морфоструктурных карт и их последующей морфотектонической интерпретации. Идея морфотектонического

анализа заключается в поиске структурной упорядоченности современного рельефа, в той или иной степени отражающей закономерности общего позднекайнозойского тектонического устройства территории, а процедурная основа метода обусловлена следующими операциями: 1) типизация региональных неоднородностей рельефа на основе качественного сравнительного анализа; 2) обоснование классификационной схемы типовых морфотектонических районов (морфотипов, элементов) применительно к району исследований; 3) построение карты морфотектонического районирования; 4) тектоническая интерпретация пространственных взаимоотношений выделенных элементов морфотектонического районирования [1, 2].



Рис. 1. Классификация позднекайнозойских морфотектонических элементов.

Наиболее крупными в рабочей классификации морфотектонических элементов позднекайнозойского структурного плана (рис. 1), входящих в структуру анализируемого морфотектонического региона, являются морфотектонические ареалы и морфотектонические пояса, различающиеся плановой конфигурацией, а также структурной упорядоченностью, образующих их элементов следующего порядка: в составе ареалов – ареально-блоковые и поясово-блоковые системы, поясов – поясово-зональные системы блоков и реликты ареально-блоковых систем (“массивы”).

В соответствии с предложенной классификацией распределение морфотектонических элементов позднекайнозойского структурного плана для изученной территории выглядит следующим образом (рис. 2). Существенную роль в позднекайнозойском структурном плане играют морфотектонические ареалы. Так в качестве самого крупного морфоструктурного элемента на позднекайнозойском срезе выступает Бие-Катунский морфотектонический ареал. Его внутренняя структурная неоднородность подчеркнута распределением Листвягинско-Верхнекатунской (северо-восточное простираение), Алахинской, Теректинской, Южноиолгинской (все имеют северо-западное простираение) и Кузяхской (субмеридиональное простираение) поясово-блоковых структур, которые разбивают ареал на ряд самостоятельных ареально-блоковых систем (Верхнебухтарминская, Верхнекатунская, Южнотеректинская, Среднекатунская, Бийская), отличающихся степенью упорядоченности составляющих их блоков, размерностью, амплитудно-градиентными параметрами высот. Кроме того, на юго-западе территории выделен фрагмент Рудно-Алтайского, а к северу от него Коксинского морфотектонических ареалов.

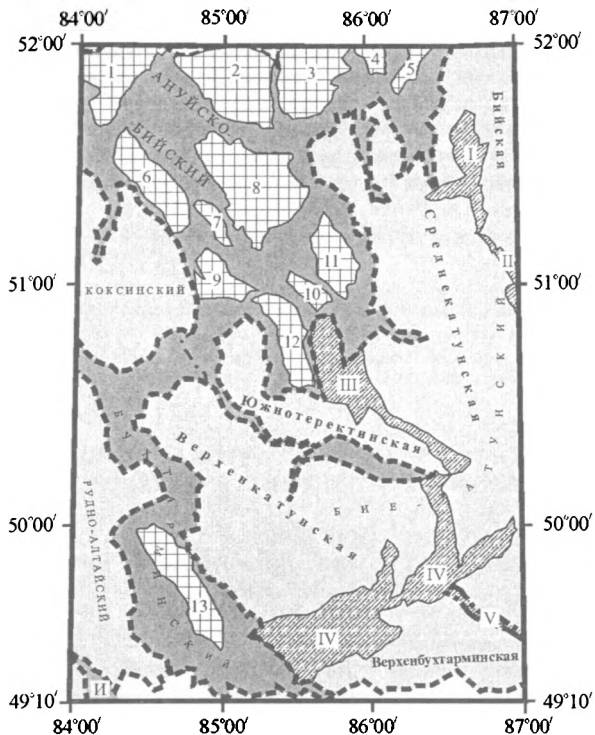


Рис. 2. Позднекайнозойский структурный план западной части Горного Алтая.



1 - ареально-блоковые системы, 2 - поясово-блоковые системы, 3 - поясово-зональные системы блоков, 4 - реликты ареально-блоковых систем ("массивы"), 5 - условная граница между морфотектоническими поясами.

И - Иртышский морфотектонический пояс; поясово-блоковые системы (I-V): I - Кузьянская, II - Южноолгинская, III - Теректинская, IV - Листвягинско-Верхнекалутнская, V - Алахинская; "массивы" (1-13): 1 - Соловяхинский, 2 - Белокурихинский, 3 - Алтайский, 4 - Горно-Алтайский, 5 - Паспаульский, 6 - Щепета, 7 - Белоануйский, 8 - Ильинкинский, 9 - Ябоганский, 10 - Теньгинский, 11 - Восточно-Семиинский, 12 - Тюгюрюк, 13 - Бухтарминско-Черновой.

Морфотектонические ареалы разделены тремя морфотектоническими поясами северо-западной ориентировки: Ануйско-Бийским, Бухтарминским и Иртышским. Отличительной особенностью морфотектонических поясов является наличие генеральной анизотропии элементов внутренней структуры, на фоне которой отмечается присутствие отдельных реликтовых "массивов", объединяющих изометричные блоки. Наиболее характерно присутствие реликтов ареально-блоковых систем ("массивов") различных форм и размеров для Ануйско-Бийского пояса. Соловяхинский, Белокурихинский, Алтайский, Ильинкинский и Горно-Алтайский

“массивы” имеют относительно изометричную форму, а Щепета, Тюгюрюк, Ябоганский, Белоануйский, Теньгинский, Восточно-Семинский и Паспаульский – удлиненную, причем среди “массивов” последней группы все (за исключением Паспаульского) ориентированы на северо-запад. “Массивы” служат относительно жесткими “упорами”, вокруг которых происходит ветвление внутренней структуры поясово-зональных систем, с соответствующим разворотом локальных блоков; при этом массивы удлиненной формы подчеркивают генеральную ориентировку блоков в “обтекающих” их ветвях.

Работа выполнена при поддержке гранта ОИГГМ (ВМТК № 1773 “Алтай”).

Литература

1. Деев Е.В., Зиновьев С.В. Морфотектоника кровли нижнего структурного яруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье // Геология нефти и газа. 1999. № 7–8. С. 2–9.
2. Чиков Б.М. Морфотектоническая карта чехла молодых платформ (на примере Западной Сибири) // Геология нефти и газа. 1996. № 11. С. 22–27.

ДИНАМИКА ЗЕМЛИ И ГАЛАКТИЧЕСКАЯ ГРАВИТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ)

А.Н. Демин

Иркутск, Ассоциация «ГеоИГУ» Иркутского государственного университета,
nade&zorkaltsev.com

Известно, что Земля вращается по эллиптической орбите, изменяет наклон оси вращения, ротационный режим в течение галактического года под влиянием галактической гравитации и при взаимодействии с Солнцем и Луной [1]. За галактический год она испытывает как сильное (в перигалактии), так и слабое (в апогалактии) влияние галактического поля.

При приближении Солнечной системы к центру Галактики под влиянием гравитационного поля происходит увеличение скорости обращения Земли вокруг центра Галактики (250 км/с) и уменьшение скорости вращения Земли вокруг своей оси (30 км/с) [5] с активным проявлением подкорковых течений. Наступает глобальное сжатие Земли (см. табл.) с увеличением объема Земли. Это сопровождается процессами субдукции, обдукции, коллизии, аккреции террейнов, разломо-, горообразованием, проявлением главной фазы складчатости, основного и кислого магматизма, столкновением литосферных плит и формированием суперконтинентов.

При удалении Солнечной системы от центра Галактики, когда гравитационное поле становится слабее, происходит уменьшение скорости обращения Земли вокруг центра Галактики (207 км/с) [3]; возрастает линейная скорость вращения Земли вокруг своей оси (~34 км/с) [6] с увеличением тепловой энергии в недрах Земли и усилением подкорковых течений. Наступает глобальное растяжение Земли (см. табл.) с уменьшением ее объема. Это сопровождается распадением континентов на блоки, литосферные плиты и расхождением их в разные стороны; сокращается суша, формируются моря и океаны.

Из этого следует, что Земля пульсирует [2, 3, 4.] с изменением ее скорости и объема при сжатии в перигалактии и растяжении в апогалактии. При этом Солнце при своем движении вокруг центра Галактики совершает колебательные движения относительно галактической плоскости [7]. При движении по галактической орбите Солнце пересекает галактическую плоскость два раза на перигалактическом участке орбиты (ПУО), четыре – на апогалактическом участке орбиты (АУО) и два раза - при

Таблица
Динамика Земли и глобальные фазы тектогенеза в протерозое и фанерозое

Геол. этапы	Глобальные фазы тектогенеза: растяжения и сжатия	Геологич. возраст (млн.лет)	Глобальный динамический цикл		Продол. галактич. года (млн.лет)
			Полуцикл растяж. Земли (млн.лет)	Полуцикл сжатия Земли (млн.лет)	
Kz	Позднеальпийская (Q)	Настоящ. время	-	?	Неполный
	Эопозднеальпийская (Pg)	?	?	-	
Mz	Раннеальпийская (K2)	65	-	90	193
	Эораннеальпийская (T?-J)	161	103	-	
Pz	Герцинская (P2)	258	-	88	190
	Эогерцинская (C1)	353	102	-	
	Каледонская (O3)	448	-	98	212
	Эокаледонская (Є2)	544	113	-	
R	Раннебайкальская (V)	650	-	97	210
	Эораннебайкальская (R3)	755	113	-	
	Дальсландская (R3)	860	-	107	230
	Эодальсландская (R3)	971	123	-	
	Гренвильская (R2)	1090	-	125	270
	Эогренвильская (R2)	1223	145	-	
	Готская (R1)	1360	-	144	310
	Эоготская (R1)	1515	166	-	
PR2	Карельская (PR2)	1670	-	144	310
	Эокарельская (PR2)	1825	166	-	
PR1	Балтийская (PR1)	1980	-	116	250
	Эобалтийская (PR1)	2105	134	-	
	Раннекарельская (PR1)	2230	-	97	210
	Эораннекарельская (PR1)	2331	113	-	
	Альгонская (PR1)	2440	-	121	260
	Эоальгонская (PR1)	2570	139	-	
AR2	Беломорская (AR2)	2700	-	-	-

переходе Солнечной системы из ПУО в АУО из АУО в ПУО. Это влияет на изменение скорости вращения Земли, основные поля напряжений (ОПН) и дополнительные поля напряжений (ДПН). При этом за галактический год (геологическую эру) на Земле формируются четыре геологических периода (I-ый и IV-ый - в ПУО, II-ой и III-ий - в АУО) и десять геологических эпох (четыре - в ПУО и шесть - в АУО). Галактический год соответствует глобальному динамическому циклу (ГДЦ), в котором выделяется шесть трехосно-анизатропных ОПН и восемь ДПН. За ГДЦ, в зависимости от изменения объема и скорости вращения Земли, в ней происходит следующая динамика. В перигалактии в начале галактического года при минимальной скорости (30 км/с) и максимальном объеме в Земле проявляется сбросовое ОПН с меридиональной ориентировкой оси растяжения и широтного сжатия; в ПУО (I-ый геологический период) при увеличении скорости (от 30 до ~32 км/с) и уменьшении ее объема при сбросовом ОПН меридиональное растяжение меняется на широтное; при переходе Солнечной системы из ПУО в АУО (из I-го геологического периода во II-ой) при скорости вращения Земли ~32 км/с ОПН сдвиговое с переходом сбросового во

взбросовое с широтным растяжением и меридиональным сжатием; в АУО (II-ый геологический период) при увеличении скорости вращения Земли (от ~32 до ~34 км/с) проявляется взбросовое ОПН с меридиональной ориентировкой сжатия и широтного растяжения; в АУО (III-ий геологический период) при уменьшении скорости вращения Земли (от ~34 до ~32 км/с) и увеличении ее объема, меридиональное сжатие сменяется широтным; при переходе Солнечной системы из АУО в ПУО (из III-го геологического периода в IV-ый) при скорости вращения Земли ~32 км/с взбросовое ОПН постепенно сменяется сдвиговым с широтной ориентировкой сжатия и меридиональной ориентировкой растяжения.

ДПН проявляются восьмикратно при пересечении Солнцем галактической плоскости, что сопровождается сжатием Земли с проявлением фаз складчатости, отличающихся в значительной мере по силе и масштабам от главной (глобальной) фазы складчатости в перигалактии.

Вероятной первостепенной и мощной движущей силой, управляющей динамикой Земли, является гравитационная сила Галактики при движении Солнечной системы по галактической орбите в течение галактического года.

Литература

1. Агекян Т.А. Звезды, Галактика, Метагалактика. М.: Наука, 1982, 416 с.
2. Милановский Е.Е. Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. №5, с.3-24
3. Паренаго П.П. О гравитационном потенциале Галактики. Ч. II // Астрономич. журнал. Изд. АН СССР. 1952. Т.29, №3, с.245-287
4. Тамразян Г.П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и причинные связи // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1967. №11, с.1-17
5. Физическая энциклопедия. Т. I М.: Советская энциклопедия, 1988, 704 с.
6. Цареградский В.А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с.149-221
7. House M.R. Orbital forcing timescales: an introduction // Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy. London: Publ. by Geological Society, 1995, p.1-18

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Демьянович В.М., Ключевский А.В.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluchev@crust.irk.ru

Особенности пространственного расположения деструктивных элементов литосферы в Байкальском регионе находят отражение в различных характеристиках сейсмичности региона и напряженно-деформированном состоянии земной коры [1-4]. Известно [5], что даже в однородном стационарном поле напряжений различная пространственная ориентация деструктивных элементов сформирует неоднородное напряженно-деформированное состояние среды. Чтобы правильно оценить пространственно-временные вариации напряженно-деформированного состояния литосферы, необходимо минимизировать пространственную неоднородность среды. Оптимальным вариантом, вероятно, может быть анализ напряженно-деформированного состояния среды в зоне влияния одного или системы генетически однородных разломов. Решение этой фундаментальной геолого-геофизической задачи имеет важное прикладное значение - прогноз сейсмических и других воздействий в локально неустойчивых средах с изменяющейся реологией.

В данной работе исследование сейсмичности и напряженно-деформированного состояния среды выполнено для шести активных разломных зон Южного Прибайкалья

($\varphi = 48^\circ - 54^\circ$ с.ш., $\lambda = 96^\circ - 108^\circ$ в.д.). При обработке формализованной методики исследования были применены следующие основные критерии отбора зон разломов: а) различная пространственная ориентировка; б) различный генетический тип и в) наличие достаточного для статистической обработки числа зарегистрированных землетрясений. На территории Южного Прибайкалья таким условиям наиболее полно соответствуют зоны Белино-Бусийгольского, Тункинского, Окинского, Эрзино-Агордакского, восточной части Главного Саянского и Цэцэрлэгского разломов [6]. В зонах этих разломов выполнен анализ эпицентральных полей и определены основные характеристики сейсмичности. Для исследования структуры напряженно-деформированного состояния и относительной деструкции в зонах разломов использованы сейсмические моменты слабых землетрясений и параметр d [7].

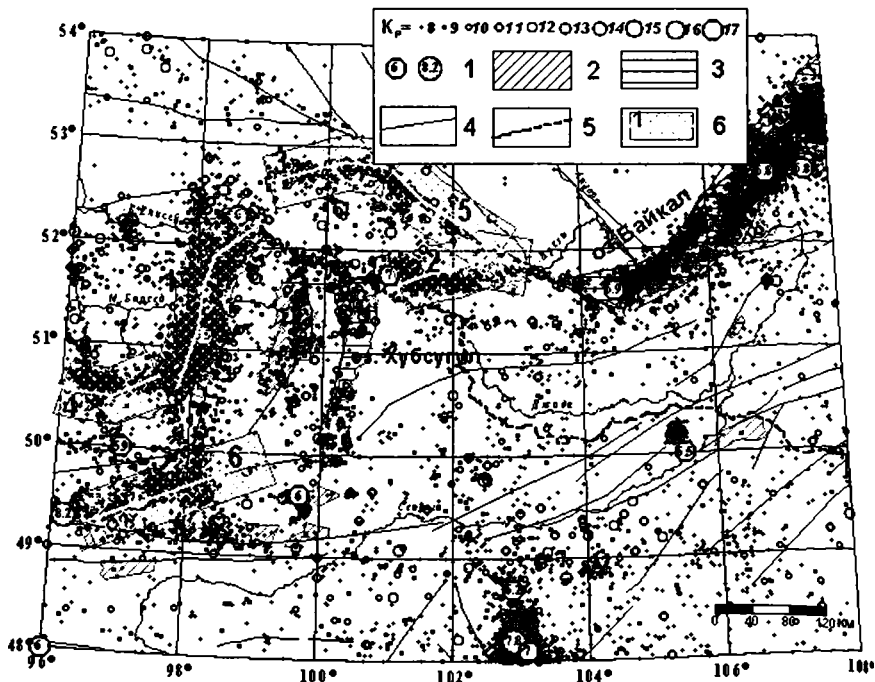
При анализе сейсмичности были использованы землетрясения, зарегистрированные в пределах линейных разломных зон шириной в 60 км (± 30 км от осевой линии разлома). Линейная разломная зона формируется из отдельных линейных участков, перенесенных на одну линию. Чтобы изучить сейсмичность вдоль и поперек разломных зон, проанализированы распределения чисел землетрясений полного массива данных и выборки толчков различных энергетических классов, эпицентры которых расположены в элементарных площадках на поверхности Земли. При исследовании сейсмичности вдоль зоны разлома ширина площадки равна 10 км, а площадь – 600 км². При исследовании сейсмичности поперек зоны разлома ширина площадки равна 5 км, а площадь – $5 \times L$ км², где L - длина разлома.

При определении динамических параметров очагов землетрясений использованы данные об амплитудах и периодах максимальных смещений в объемных поперечных волнах от толчков, зарегистрированных в пределах исследуемых зон разломов с 1968 по 1994 гг. В расчетах использованы формулы динамической трещинной модели Д. Бруна [8]. Известно, что сейсмический момент сбросового толчка меньше, чем при сдвиге или взбросе такой же магнитуды [9]. Это даёт возможность привлечения сейсмических моментов слабых землетрясений для статистического исследования напряженно-деформированного состояния среды в зонах разломов. При исследовании относительной деструкции среды в зонах разломов были определены корреляционные формулы распределения чисел землетрясений в зависимости от коэффициента формы дислокации $R1/R2$, имеющие вид

$$\text{Lg } N = A + d \times R1/R2,$$

где N - число толчков, у которых область изменения отношения радиусов заключена в пределах единицы, A и d - коэффициенты. Чем меньше параметр d , тем слабее деструкция среды [7]. Для исследования относительной деструкции и напряженно-деформированного состояния среды вдоль и поперек зон разломов были вычислены коэффициенты d всей совокупности толчков и значения среднего сейсмического момента M_0 землетрясений с $KP=7$ и $KP=8$, эпицентры которых расположены в пределах элементарных площадок, описанных выше. Шаг дискретизации M_0 в соответствии с типом подвижки в очаге определен при использовании средних сейсмических моментов землетрясений таких же энергетических классов, вычисленных в группах толчков Ангараканского и Амутского (1981г.) роев и афтершоков Южно-Якутского 1989г. и Бусийгольского 1991г. землетрясений.

В качестве примера приведем основные результаты исследования сейсмичности в зоне Цэцэрлэгского разлома. В поперечном сечении можно выделить два максимума – небольшой на 15-ом км и основной на 40-ом км. Максимумы плотности эпицентров смещены относительно осевой линии разлома к юго-востоку и северо-западу примерно на одинаковое расстояние. Следуя вдоль разлома можно отметить, что уровень



сейсмичности на юго-западном фланге довольно высок и постояен. Два максимума примерно одного уровня наблюдаются в центральной части разлома. Далее к северо-востоку сейсмичность слаба. В поперечном сечении зоны Цэцэрлэгского разлома преобладают сбросо-сдвиги, но чисто сбросовая компонента практически отсутствует. Зато достаточно ясно проявляется доминирование сдвиговой компоненты. Можно отметить приуроченность сдвигов к северо-западному борту разлома. В целом наблюдаются значительные вариации \bar{M}_0 поперек зоны разлома, которые, вероятно, отражают сложное геологическое строение среды. Вдоль зоны разлома имеет место постепенный рост M_0 . На юго-западе доминируют толчки сбросового типа, в центральной части – сбросо-сдвиги. Сложное геологическое строение среды находит подтверждение при анализе вариаций параметра d поперек и вдоль разлома. В центральной части зоны выделяются два максимума при $d \approx 0.3$. Ближе к осевой линии разлома среда разрушена слабее и $d \approx 0.5$. Далее по обе стороны разлома имеют место два минимума $d \approx (0.8-0.9)$, а на окончаниях зоны вновь наблюдается повышение параметра $d \approx 0.6$. Вдоль зоны разлома наблюдаются синусообразные изменения этого параметра в интервале $d \approx (0.4-0.7)$ около среднего уровня $d \approx 0.55$.

В структуре сейсмического поля и напряженно-деформированного состояния среды в зонах трех первых разломов можно выделить общие закономерности. Во-первых, это мономодальное распределение эпицентров землетрясений, совпадающее с осевой линией разлома. Во вторых, локализация толчков сдвигового типа вблизи осевой линии разлома. В третьих, доминирование сбросов на крыльях разломов. Возможно, что они присущи разломам сбросо-сдвигового типа при близзвертикальном положении плоскости разлома. Сложная структура эпицентрального поля и

напряженно-деформированного состояния среды в зонах трех других разломов может быть связана с их генетическим типом и более пологим наклоном плоскости разлома. Хотя в пространственном распределении эпицентров землетрясений и M_0 Эрзино-Арогдакского и Главного Саянского разломов отмечаются общие свойства (мономодальное распределение со смещенным максимумом, доминирование сдвигов в северной половине и сбросов в центральной части), говорить о закономерности вряд ли допустимо. Такие сложные разломные зоны следует изучать детально в каждом конкретном случае.

Литература

1. Golenetsky S.I. Problems of seismicity of the Baikal rift zone// Journal of Geodynamics. 1990. V. 11, p. 293-307.
2. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Доклады АН. 2002. Т.387, №4, с.533-536.
3. Ключевский А.В. Пространственно-временные вариации сейсмических моментов очагов землетрясений Байкальского региона// Доклады АН. 2000. Т. 373, №5, с. 681-683.
4. Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1978, с.161-171.
5. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project // Journal of Geophysical Research. 1992. V.97, N.B8, p.11703-11728.
6. Леви К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М. и др. Современная геодинамика: сейсмотектоника, прогноз землетрясений, сейсмический риск (фундаментальные и прикладные аспекты) // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: СИФ РАН, 1996, с. 150 – 182.
7. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмодетформированное состояние земной коры Байкальского региона // Доклады АН. 2002. Т.382, №6, с.816-820.
8. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes// J. Geophys. Res. 1970. V.75, p. 4997-5009.
9. Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с различными типами подвижек // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. №9, с. 3-11.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ОСНОВНОГО ТОЛЧКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ЕГО АФТЕРШОКАМ

В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов, С.П. Серебренников
Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Разработка способов синтезирования элементов движения почвы при сильных землетрясениях важна как для изучения очаговых зон, так и для расчетов сейсмической опасности территорий, где необходимо задание сигналов соответствующих исходной сейсмичности районов. Для этого обычно используются записи сильных движений, которые для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) практически отсутствуют, а их сеть еще не полностью сформирована и не накоплен достаточный банк таких данных.

Теоретическая основа разрабатываемого нами способа задания исходного сейсмического сигнала опирается на теорию их восстановления по фазовым характеристикам.

Выбранные и реализованные нами способы задания акселерограмм в какой-то степени могут удовлетворять основным требованиям, предъявляемым к исходным сигналам. Они, как отмечалось [1], заключаются в необходимости учета спектрального и амплитудного состава колебаний из различных эпицентральных зон, и основных особенностей их изменений на трассе сигнала. Наиболее существенным моментом является использование различных фазовых характеристик, отражающих возможные закономерности их изменений для изучаемой территории. Не исключается в этом

случае и возможность их восстановления по записям сильных афтершоков. Как представляется, восстановленные акселерограммы могут описывать колебания грунта соответствующие главному толчку, с меньшими отклонениями, чем полученным расчетным путем.

В докладе кратко рассматриваются результаты такого восстановления акселерограммы главного толчка Южно-Якутского землетрясения (20.04.80 г.) в двух пунктах на расстоянии 20 и 40 км от эпицентра. Сам эпицентр расположен на К Якутии, в бассейне среднего течения р. Олекмы ($M=6,6$), глубина очага по данным региональной сети – 27 км, мощность земной коры в районе эпицентра – 42 км. Землетрясение произошло в зоне сжатия, обусловленного взаимодействием окончатых трех крупных структур: Байкальской рифтовой зоны, Андамского шита Сибири, платформы и Становой складчатой системы. Механизм очага соответствует взбросо-сдвигу. Сотрясениями была охвачена территория Якутии, Читинской и Амурской областей [3].

Для восстановления акселерограммы отмеченного землетрясения использованы афтершок (17.05.89 г.). Его интенсивность в эпицентре достигала 7 баллов, магнитуд 6,0 (близкая к основному толчку), глубина очага – 17 км. В очаге действовало близгоризонтальные сжимающие напряжения и более крутые – растягивающие. Вследствие предшествующего сжатия развивались системы молодых субмеридиональных взбросо-сдвигов, которые контролировали проявления Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков [3].

Инструментально данный афтершок зарегистрирован с помощью приборов СС в двух пунктах на расстоянии 40 и 20 км от главного эпицентра. Первый пункт регистрации расположен в пос. Тунгурча на сцементированных льдом гравийно-галечных грунтах с температурой минус два-три градуса. В поселке это землетрясение проявилось силой 6 баллов. Максимальное ускорения для трех компонент лежат в интервале 24-50 $\text{см}/\text{с}^2$. Для компоненты NS акселерограмма и спектр ускорений имеют основные максимумы в интервале частот 1-5 Гц.

Второй ближайший к эпицентру населенный пункт Сыллах ($\Delta=20$ км) испытал меньшее воздействие. Это показывают и зарегистрированные ускорения для трех компонент, они меняются от 76 до 138 $\text{см}/\text{с}^2$. Интервал частот 1,5-6 Гц. Для компоненты NS ускорение колебаний может достигать 138 $\text{см}/\text{с}^2$, а максимум спектра приходится на частоту 3 Гц (см. рис. 1а,б). Методика восстановления была следующей. По пяти землетрясениям, выбранным из каталога мировых данных, отвечающих механизму основного толчка (взбросо-сдвиг), его геологическим и сейсмическим характеристикам найдена средняя огибающая амплитудных спектров (рис. 1в). этому, и нормированному амплитудному спектру и фазовой характеристике проведен расчет акселерограммы основного толчка для пункта Сыллах, расположенного на твердомерзлых гравийно-галечных грунтах. Максимальные ускорения достигают 96 $\text{см}/\text{с}^2$, продолжительность колебаний на уровне 0,5 от максимума составляет 6 с, на уровне 0,2 – 10 с. Максимумы спектров лежат в интервале 1,5-5 Гц (рис. 1г).

Восстановленные таким же образом (при использовании фазовой характеристики афтершока) и по программе [2] акселерограммы Южно-Якутского землетрясения в двух пунктах регистрации Тунгурча (твердомерзлые гравийно-галечные породы характеризуются следующими параметрами. Для первого варианта ($\Delta=40$ км) максимальное ускорение 96 $\text{см}/\text{с}^2$, длительность колебаний на уровне 0,5 и 0,2 – 9 и 6 с, соответственно, максимумы спектров приходятся на интервал частот 1-4 Гц; для второго варианта ($\Delta=20$ км, рис. 1г) максимальное ускорение 78 $\text{см}/\text{с}^2$, длительность колебаний на уровне 0,5 – 18 с, максимум спектра приходится на частоту 2 Гц.

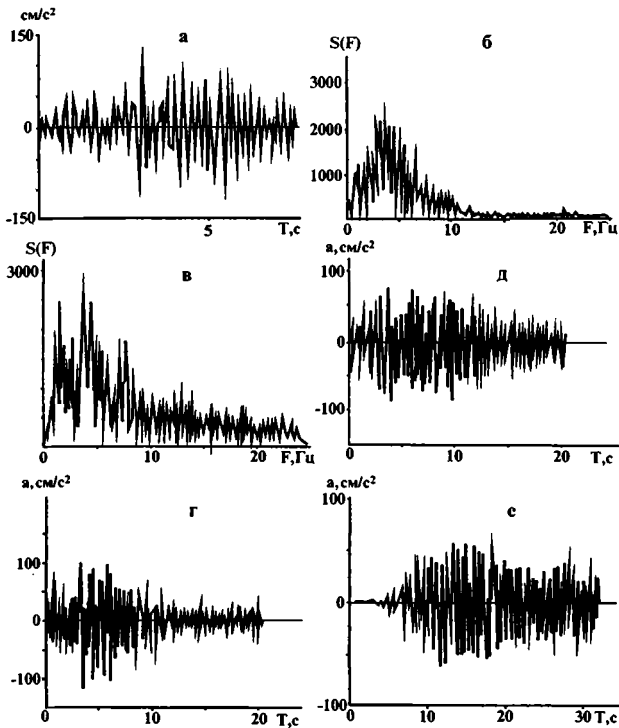


Рис. 1. Восстановление вероятной акселерограммы основного толчка Южно-Якутского землетрясения двумя методами.

a – акселерограмма и *б* – амплитудный спектр афтершока Южно-якутского землетрясения зарегистрированного в пос. Сыллах ($\Delta=20$ км); *в* – средняя огибающая амплитудных спектров, полученная по акселерограммам, взятым из каталога мировых данных; *г* – восстановленная акселерограмма (пос. Сыллах, $\Delta=20$ км) по среднему и фазовому спектам; *д* – восстановленная акселерограмма (пос. Тунгурча, $\Delta=40$ км) по среднему и фазовому спектам; *е* – восстановленная (пос. Сыллах) акселерограмма по программе Копничева-Шпилькера.

Различия акселерограмм (рис.1*д*) и рассчитанных по методу, изложенному в работе [2] (рис. 1*е*) объясняется тем, что при реализации последнего необходимо задание достаточно большого количества параметров, полученных по записям афтершоков. В нашем случае все необходимые для расчетов параметры получены только по одному афтершоку, механизм очага которого соответствовал механизму главного события. В то же время отмечается, что использование небольшого количества афтершоков для отыскания нужных параметров может привести к несоответствию реально зарегистрированного и синтезированного с помощью этой программы сейсмического сигнала.

Отмечается, что по максимальному ускорению восстановленные акселерограммы (рис.1*д,е*) совпадают удовлетворительно. Акселерограмма афтершока по механизму очага соответствует взбросо-сдвигу (рис.1*з*) и более близка к восстановленной

акселерограмме по фазовому спектру, чем акселерограммы, рассчитанные для других механизмов (сдвиг, сброс).

Таким образом, нами проведены расчеты и рассмотрена возможность задания (восстановления) сигналов сильных землетрясений по их афтершокам, а также особенности расчета синтетических акселерограмм разными способами. При этом большее внимание уделено предложенному методу восстановления или задания сейсмического сигнала для данной территории по известной его фазовой характеристике (фазовому спектру), которая, так или иначе, отражает местные условия распространения сейсмического сигнала из излучаемой зоны ВОЗ. Кроме того, используется обобщенный выборочный амплитудный спектр, полученный либо по записям сильных сейсмических сигналов региональной сети, но не относящейся к зоне ВОЗ, либо по более широкому классу сейсмических сигналов, взятых из каталога мировых данных.

Изложенный подход к формированию сигналов, соответствующих исходной сейсмичности исследуемых районов, нами реализован для одной из крупнейших геологических структур БСЗ Муйской впадины, сейсмический потенциал которой оценивается в 9 и 10 баллов. Несмотря на то, что сильные сейсмические воздействия и реакция на него имеют случайный характер, для исследуемой впадины использовались детальные сведения о геологических и сейсмологических данных. Предпочтение отдано тому подходу, который на наш взгляд в большей степени способствует снижению неопределенностей, связанных с решением поставленной задачи.

Литература

1. Джурик В. И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д. Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Новосибирск: Из-во СО РАН. 272 с.
2. Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Алгоритм и программа расчета сильного движения. Вопросы инж. Сейсмологии. Вып. 22 //Эффект сильных землетрясений. М.: Наука, 1982. С. 20-35
3. Южно-якутское землетрясение 20 апреля 1989 года/Б.М. Кузьмин, С.И. Голенецкий, В.В. Николаев и др./ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск. 1992. 45 с.

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В КАЙНОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ТУНКИНСКОЙ РИФТОВОЙ ВПАДИНЫ

И.А.Дзюба

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Для Тункинской рифтовой впадины, расположенной на юго-западном фланге БРЗ характерно широкое развитие активных разломов и высокая сейсмичность. Движения по разломам, землетрясения на новейшем этапе развития приводят к формированию многочисленных деформаций, в том числе и в кайнозойских породах. Изучение последних весьма важно для геодинамических построений на данной территории, поскольку дает возможность более точной временной привязки и оценки интенсивности активных движений и связанных с ними землетрясений. В тоже время, кайнозойские образования характеризуются широким спектром литифицированности пород, что делает необходимым проведение специального исследования, направленного на рассмотрение зависимости типа деформационных структур от гранулометрического состава и степени литификации отложений.

Согласно данным группы Г.Ф.Уфимцева [1] кайнозойские породы в Тункинском рифте представлены следующими литологическими разностями: неогеновыми и четвертичными базальтами, плиоценовыми галечниками и слабосцементированными

конгломератами, а также песчаными, валунно-галечными и покровно-лессовидными плейстоцен-голоценовыми отложениями. Практически во всех из них в последние годы задокументированы деформационные структуры, связанные с тектоническими движениями.

Деформационные структуры в скальных породах достаточно традиционны и именно на них ориентированы большинство из используемых геолого-структурных методов восстановления полей тектонических напряжений и расчетов их интенсивности [2,3]. Поэтому в данной работе мы не будем на них останавливаться. Менее исследованными, но не менее интересными на данной территории являются деформации в слабосцементированных и рыхлых толщах. Интерес к подобным деформационным структурам определяется тем, что, во-первых, для них часто характерны отличные от скальных пород формы проявления деформаций, во-вторых, для некоторых из них появляется возможность использовать новые методы восстановления полей напряжений и оценки магнитуд палеоземлетрясений.

Слабосцементированные породы на площади впадины представлены преимущественно конгломератами (выходы у п.Монды и п.Анчук, а также по северному борту локальной Туранской впадины). Анализ литературных данных [4,5] и наши наблюдения показывают, что в подобных образованиях имеют место два типа тектонических деформационных структур. Первый – трещины (иногда с зеркалами и штрихами скольжения) рассекающие как цемент, так и обломочный материал конгломератов. Второй – следы скольжения и соударения (штрихи, борозды и выбоины) на поверхностях галек. Трещины характеризуются площадным распространением, в то время как деформированные гальки отмечались только в осевой зоне активного сбросового разлома в северном борту локальной Туранской впадины [5,6]. Наличие деформационных структур на поверхностях галек позволяет использовать специальную методику [7] восстановления поля локальных тектонических напряжений. Например, для широтной разломной зоны (северный борт Туранской впадины) выполненный анализ показал наличие решений, возможно соответствующих нескольким этапам движений.

Рыхлые отложения в пределах впадины весьма разнообразны по гранулометрическому составу – от крупнообломочных до тонкозернистых пород. В их пределах проявляются трещины и сейсмогенные конволюции. Наиболее благоприятными для изучения тектонических трещин являются грубообломочные толщи (аллювиальные, водно-ледниковые, конуса выноса и т.д.). В них хорошо сохраняются фрагменты трещин, раскалывающие валуны и гальку крепких пород. Протяженные разрывы уверенно прослеживаются либо по расколам нескольких обломков (на разных высотных уровнях или по горизонтали), либо по “выстраиванию” галек. Особенности проявления подобных трещин позволяют при их изучении использовать известные методы выделения сопряженных пар и восстановления положения осей главных нормальных напряжений [8]. В толщах средне-, мелко- и тонкозернистых отложений выделение тектонических трещин затруднительно. Здесь на фоне трещин усыхания, (имеющих извилистую форму и раскрытие в первые мм), а также морозобойных трещин (клиновидной формы, выполненные вышележащими отложениями), тектонические трещины по внешним признакам (прямолинейные, ровные, закрытые) аналогичны сколам в скальных породах. Наиболее отчетливо они видны вблизи контактов с коренными породами и рыхлыми слоями другого гранулометрического состава. Внутри мощных глинистых пачек, при отсутствии маркирующих слоев они зачастую малозаметны, хотя легко вскрываются ножом.

Сейсмогенные конволюции (сейсмиды) стали выделять в рыхлых толщах Тункинской рифтовой впадины лишь в последние годы [9, 10]. Подобные структуры

зафиксированы в районах п.Хойто-Гол, Кырен и Жемчуг. Деформации развиваются в потенциально водонасыщенных отложениях, представленных переслаивающимися слоями песков, супесей и суглинков. Формы и размеры конволюций различные. Отмечаются волнообразные, грибовидные, шаровидные, каплевидные и складкообразные. Формирование их происходит при встряхивании, выдавливании и перемешивании водонасыщенного материала при землетрясениях. Обращает на себя внимание тот факт, что все выделенные участки расположены в зонах влияния активных разломов, к которым приурочены известные палеосейсмодислокации или эпицентры современных землетрясений. Проведение более детальных исследований позволит уточнить возраст сейсмических конволюций, увязать их с известными палеоземлетрясениями и уточнить магнитуду последних с помощью существующих зависимостей амплитуды конволюций и расстояния от предполагаемого эпицентра [11].

Литология и степень литификации пород	Типы деформационных структур	Характер распространения
Слабосцементированные отложения (песчаники и конгломераты)	1) Трещины, штрихи и борозды на плоскостях трещин.	Площадной. Наиболее интенсивно в зонах влияния разломов.
	2) Расколы галек.	
	3) Следы скольжения и соударения на поверхностях галек.	Вблизи сместителя разлома.
Рыхлые крупнообломочные отложения (валунники, галечники и т.д.)	1) Трещины, раскалывающие галечный и валунный материал. 2) "Выстраивание галек".	Площадной. Наиболее интенсивно – в зонах влияния разломов.
Рыхлые средне-, мелко- и тонкозернистые отложения (пески, супеси, суглинки, глины)	1) Трещины.	Площадной. Наиболее интенсивно – в зонах влияния разломов.
	2) Сейсмиты (сейсмогенные конволюции).	

Наблюдения, проведенные в Тункинской долине, свидетельствуют о широком распространении деформаций в кайнозойских отложениях. Анализ имеющихся данных показывает, что типы деформационных структур и характер их распространения зависят от литологического состава пород и степени их литификации (табл.). Учет особенностей проявления и распространения деформаций на площади позволит подобрать рациональный комплекс методов для их изучения и использования при геодинамических построениях.

Литература

1. Уфимцев Г.Ф. и др. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (южное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002, том 10, № 3. С.90-99.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536с.
3. Anjelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J.Geoph.Res., 1984., v.89, №B7. P.5835-5848.
4. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 158 с.
5. Уфимцев Г.Ф. Рыхлые отложения в деформационном процессе: пример из Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН. 1996. Т.351. №4. С.517-520.
6. Lunina O.V., Gladkov A.S. Fault Pattern and seismicity of the western part of the Tunka basin // Abstracts of the Contributions 27th General Assembly of the European Geophysical Society (Vol. 4), Nice, France, 21-26 April, 2002 (CD-disk, ISSN: 1029-7006).
7. Schrader F. Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern Alpine Molasse Basin // Journal of Structural Geology, 1988., Vol.10, №1, pp.41-52.

8. Гладков А.С., Лунина О.В., Дзюба И.А. Трещины в крупнообломочных рыхлых отложениях: новые возможности для структурного анализа // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всерос. совещ. г.Иркутск, 26-29 авг. 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", - с. 283 – 286.
9. Гладков А.С., Лунина О.В. Тектонические деформации в рыхлых отложениях юга Сибирской платформы и Тункинской рифтовой впадины // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Том 1. – М.: ГЕОС, 2003. – с136-139.
10. Дзюба И.А., Лунина О.В. Выявление сейсмогенных деформаций в рыхлых отложениях Тункинской рифтовой впадины // Современные вопросы геологии. – М.: Научный мир, 2003., с.396-399.
11. Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // Известия русского географического общества. 1999, т. 131, Вып. 4. С. 48-55.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО И МЕЗОЗОЙСКОГО ЭТАПОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

*Э.Г. Дистанов, А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, И.В. Гаськов,
А.П. Берзина, К.Р. Ковалев, Г.С. Федосеев*
Новосибирск, Институт геологии СО РАН, borisenko@uiggm.nsc.ru

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) представляет собой сложную полиаккреционную складчато-блоковую орогенную систему сформировавшуюся в процессе длительного развития Палеоазиатского океана [1-3]. При этом, существенное значение для развития процессов рудообразования имело формирование активных континентальных окраин и разновозрастных островных дуг в рифее-венде, раннем и среднем палеозое, а также последующие постаккреционные процессы внутриплитного рифтогенеза, плюмового магматизма и крупных межблоковых сдвиговых перемещений. Неоднократное повторение дивергентно-конвергентных обстановок в эволюции континентальных окраин Палеоазиатского океана проявилось в повторяемости отдельных типов мантийных и мантийно-корových рудообразующих систем и соответствующих им рудных формаций. Однако прогрессирующее усложнение структур земной коры и строения литосферы, наложение более молодых процессов на уже консолидированные орогенные пояса Сибирского палеоконтинента создали свою неповторимую специфику развития рудообразующих процессов для каждой последующей металлогенической эпохи.

Главной особенностью среднепалеозойского (D-C₁) мезозойского (T-K₂) этапов металлогенического развития ЦАСП является широкое проявление процессов магмо- и рудообразования как в окраинно-континентальной, так и во внутриплитной обстановках. Большое значение в выявлении условий формирования крупных месторождений и перспективных площадей приобретают геохронологические (возрастные) данные по месторождениям, построение геолого-генетических моделей для различных типов рудообразующих систем и выяснение геодинамических обстановок их зарождения и функционирования.

Со среднепалеозойским периодом (D-C₁, 410-320 млн. лет) связано формирование активной континентальной окраины на юго-западе Сибирского палеоконтинента. Эндогенные процессы магмо- и рудообразования охватили широкую территорию от Рудного Алтая до краевых структур Сибирской платформы. Характерными чертами герцинской континентальной окраины Сибирского палеоконтинента на площади ЦАСП являются: формирование её на гетерогенном фундаменте раннепалеозойской складчато-блоковой системы; косой транспрессивный характер субдукционно-

аккреционных процессов, что привело к широкому проявлению сдвиговых движений; широкие поля развития тыловых рифтогенных бассейнов (Минусинский и др.) и обрамляющих их вулканоплутонических поясов с сопутствующей рудной минерализацией.

В развитии среднепалеозойской активной континентальной окраины на юго-западе Сибирского палеоконтинента можно выделить следующие наиболее рудопродуктивные геодинамические обстановки и металлогенические пояса:

1 - Островные дуги и задуговые бассейны с вулканогенными колчеданно-полиметаллическими месторождениями (Рудноалтайский пояс);

2 - Вулкано-плутонические пояса активных континентальных окраин с вулканогенно-осадочными Fe и Fe-Mn, магматическими Ti-Fe (+V) и Fe-скарновыми и полиметаллическими (Pb, Zn +Au, Ag) гидротермально-метасоматическими месторождениями (Коргон-Холзунский, Салаирский, Тейский пояса);

3 - Тыловодужные рифтогенные депрессии и вулканоплутонические пояса с Cu-Mo - порфировыми, W-Mo-Be - грейзеновыми, Pb-Zn-Ag - метасоматическими, и эпитермальными Au-Ag и Au-Hg, баритовыми и флюоритовыми жильными месторождениями и Ta-Nb-РЗЭ оруденением щелочных метасоматитов (Сорский, Чапсордагский, Агульский, Киж-Хемский пояса);

4 - Ареалы щелочного магматизма в горячих точках с нефелиновыми магматическими месторождениями (Баян-Кольский, Кия-Шалтырский пояса);

5 - Крайне-континентальные терригенно-карбонатные бассейны с месторождениями осадочных бокситов (Бердско-Майский пояс).

Особенно четко герцинская континентальная окраина проявилась в структурах Рудного и Горного Алтая, где металлогеническая зональность обусловлена различными геодинамическими обстановками заложения и функционирования эндогенных рудообразующих систем. Рудно-Алтайский блок с характерным для него полиметаллическим профилем оруденения представляет собой энсиалическую островодужную систему, сформированную на ордовик-силурийских отложениях пассивной континентальной окраины [4, 5]. Крайне-континентальный вулканический пояс Коргон-Холзунской зоны Горного Алтая с железорудными и железомарганцевыми месторождениями сформировался на фундаменте Алтае-Монгольского микроконтинента. Чарышско-Инская зона представляет собой блок ордовик-силурийской пассивной континентальной окраины, слабоактивизированной в связи с субдукционными процессами в девоне - раннем карбоне. Латеральная металлогеническая зональность и направленное изменение петрохимических особенностей вулканитов в целом отражают закономерности развития рудно-магматических систем в островодужной и крайне-континентальной обстановках, связанных с субдукционными процессами. Резкая смена рудного профиля смежных металлогенических зон обусловлена в значительной мере отличием строения фундамента выделенных блоков и характером их геодинамического развития. Ситуация осложняется широким проявлением межблоковых зон смятия и сдвиговых движений.

Уникальная рудопродуктивность Рудноалтайского полиметаллического пояса определяется, очевидно, особенностями геодинамического развития энсиалической островодужной системы на мощной аккрезированной толще терригенно-карбонатных отложений шельфа пассивной континентальной окраины ордовик-раннедевонского возраста. В этом отношении намечается определенное сходство с Иберийским колчеданно-полиметаллическим поясом и рудным районом Батерст на севере Аппалачей.

Салаирский краж, представляющий в основе раннепалеозойскую островодужную

систему, в среднем палеозое испытал влияние процессов, связанных с развитием герцинской активной континентальной окраины. Они выразились в проявлении базитового магматизма в форме дайковых поясов и малых интрузий, а также порфиrowого магматизма. С этим этапом связано формирование золото-барит-полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля и кварцево-золоторудного оруденения. Существенную роль в размещении оруденения играли свдвиговые зоны интенсивного расщелачивания и поперечные зоны разломов.

Со свдвиговыми движениями трансформной окраины связаны пояса раннеколлизионных лейкократовых гранитов D_3-C_1 возраста с редкометалльным Sn-W оруденением (Телецко-Башкаусско-Хархиринская зона), а также габбро-гранитных серий с золотой минерализацией и расслоенных габброидных интрузий с Ti-Fe оруденением (Северо-Алтайский золоторудный пояс).

Мезозойский этап геодинамического развития ЦАСП обусловлен формированием Монголо-Охотского палеоокеана и его активных континентальных окраин в позднем палеозое, мезозое и внутриплитного плюмового магматизма. Для этого этапа характерно проявление крупных свдвиговых движений по границам плит и блоков, формирование приразломных прогибов и грабенов, развитие рифтогенных структур с проявлением щелочно-базальтоидного и анорогенного гранитоидного магматизма. В формировании Монголо-Охотского орогенного пояса, связанного с закрытием одноименного палеоокеана, выделяются два периода интенсивного рудообразования: позднепалеозойско-раннемезозойский и позднемезозойский.

Одним из главных геодинамических событий позднепалеозойско-раннемезозойского ($P-J_1$) периода определяются развитием Сибирского суперплюма, проявившегося главным образом на северо-западе Сибирской платформы в виде траппового магматизма, а на периферии в форме тектоно-магматической активизации в межблоковых зонах орогенного коллажа ЦАСП [6]. В орогенной области процессы постколлизионного магматизма проявлены в виде дайковых поясов базитов и анорогенных субщелочных лейкократовых гранитов. Для этого времени характерно развитие редкометалльной минерализации с формированием Mo-W, Sn-W грейзеновых, эпитермальных Au-Hg месторождений в Горном Алтае, Туве, Томь-Колыванской складчатой зоне; Ta-Nb-Li месторождений в щелочных метасоматитах и пегматитах в Туве и Горном Алтае; и Cu-Mo-порфиrowого оруденения в Северной и Центральной Монголии. В этот же период в западной части Алтае-Саянской складчатой области, судя по последним результатам $^{40}Ag/^{39}Ag$ датирования проявилась As-Ni-Co, Ag-Sb, Hg и Au-Hg оруденение, которое контролируется рифтогенно-свдвиговыми структурами триасового возраста.

Для позднемезозойского периода (J_3-K_1) характерно развитие близкого по типам оруденения в структурах Монголо-Охотского орогенного пояса и его континентального обрамления. Здесь также широко проявлено золотосеребряное, золотортутное, ртутное, свинцово-цинковое, урановое и флюоритовое оруденение.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов СО РАН № 6.7.6. и № 69, и гранта РФФИ № 02-05-64792.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. 1, 327 с.; кн. 2, 334 с.
2. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т.37, № 1, с. 63-81.
3. Оболенский А.А., Берзин Н.А., Дистанов Э.Г. и др. Металлогения Центрально-Азиатского орогенного пояса // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с.1588-1605.
4. Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на юго-западном Алтае // Геотектоника, 1982, № 1, с. 44-59.

5. Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геологическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, т.35, №7-8, с.118-145.

6. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Мантийные плюмы и их геологические проявления // Смирновский сборник 2001. – М. 2001, с.46-69

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛО – И МАССОБМЕН ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ

Н.Л. Добрецов, А.А. Кирдяшкин, А.Г. Кирдяшкин

Новосибирск, Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН

Процессы тепло- и массообмена на границе ядро-мантия во многом определяют работу термохимической машины Земли и глобальную геодинамику Земли [1 - 3]. Есть основания считать, что на ядро-мантийной границе формируются термохимические плюмы, определяющие тектонику горячих полей в отличие от тектоники литосферных плит, которая определяется конвекцией в астеносфере [3]. Термохимический плюм может образовываться на границе ядро-мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления вблизи подошвы нижней мантии. В области теплового пограничного слоя при понижении температуры плавления ниже температуры границы происходит плавление в нижней мантии и подъем плюма.

Рассмотрены физико-химические условия на границе ядро – мантия, при которых формируется термохимический плюм. На этой границе происходят химические реакции водорода и/или метана, поступающих к подошве нижней мантии из ядра, и минералов нижней мантии. В результате реакций возможно образование эвтектических смесей и соединений, понижающих температуру плавления вблизи границы ядро-мантия, и формирование термохимического плюма [4]. Приведены возможные реакции с участием H_2 и CH_4 на границе ядро-мантия, в результате которых образуются соединения, понижающие температуру плавления нижней мантии. Построена диаграмма состояния систем $Fe^x + SiO_2$ и $Fe^x + SiO_2 + H_2 + CH_4$ для условий границы ядро - мантия. Оценены вероятные составы и температуры эвтектик, создающихся в результате реакций на ядро-мантийной границе.

Проанализирован тепло- и массообмен термохимического плюма, формирующегося на ядро-мантийной границе при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления вблизи подошвы нижней мантии. Вблизи подошвы термохимического плюма существует следующая конвективная структура. Вблизи источника плюма существует крупномасштабное течение. У боковой границы канала есть нисходящий поток в тепловом пограничном слое, у вертикальной оси канала - восходящий поток, и наконец, есть горизонтальный поток вдоль нагреваемой поверхности. Вследствие неустойчивой температурной расслоенности вблизи подошвы формируются конвективные валики, оси которых направлены вдоль крупномасштабного горизонтального потока, от боковой фазовой границы к центру канала. Валики в основном и определяют теплоотвод от источника к расплаву. Режим свободноконвективного тепло- массопереноса в самом канале плюма - турбулентный. Примеси, понижающие температуру плавления, передаются через расплав к кровле поднимающегося плюма путем тепло- и массообмена в турбулентном режиме свободной конвекции. Вследствие транспорта примеси к кровле понижается температура плавления, происходит плавление и подъем плюма.

Выведены общие критерии и критериальные зависимости для тепло- и массообмена термохимического плюма. Проанализирован тепло- и массообмен вблизи подошвы и кровли термохимического плюма. Получены соотношения для тепловой мощности источника плюма, диаметра источника и массового потока химической добавки, понижающей температуру плавления на подошве плюма. Получены выражения для скорости, времени подъема и предельной высоты подъема плюма. Выведена система уравнений свободно-конвективного тепло – и массообмена термохимического плюма.

В результате решения полученной системы уравнений без учета тепло- и массообмена от боковой границы плюмового канала найдена разность температуры подошвы плюма и температуры плавления при наличии химической добавки $T_1 - T_{пк}$. Эта разность может составлять от 13 до 44 °С и перепад температуры вблизи подошвы плюма $\Delta T_3 = (T_1 - T_{пк})/2 = 6.5 - 22$ °С для концентрации химической добавки (в первом приближении - H₂O) на подошве $c_1 = 2 - 4$ % и коэффициента k , задающего снижение температуры плавления за счет химической добавки и равного 25 – 45 °С/%. Концентрация добавки в расплаве вблизи кровли плюма $c_r = (0.68 - 0.85)c_1$ для указанных значений k и c_1 . Концентрация добавки на границе "расплав - окружающий массив" $c_2 = (0.32 - 0.66)c_1$ для $k = 25 - 55$ °С/% и $c_1 = 2 - 4$ %. Наибольший интерес представляют время подъема и минимальный диаметр термохимического плюма, рассчитанные уже с учетом тепло- и массообмена от боковой поверхности плюма, поднимающегося от границы ядро мантия на предельную высоту $L = 2.9 \cdot 10^6$ м. Именно эти параметры можно сопоставить с геологическими и геофизическими данными.

Время подъема плюма рассчитано для различных c_1 и $k = 35 \pm 20$ °С/%. Важным доводом в пользу образования плюмов на границе ядро-мантия является корреляция интенсивности мантийно-плюмового магматизма и числа магнитных инверсий, связанных, вероятно, с процессами во внешнем ядре [3]. Время выхода одного плюма на поверхность может быть меньше 5 млн лет и, возможно, сопоставимо со средним периодом инверсии, равным 0.5 - 1 млн лет. Как показали расчеты, время подъема от 1 до 5 млн лет может быть достигнуто для всех k , но для $c_1 > 1\%$. Время менее 1 млн лет достигается только при высоких $k \geq 35$ °С/% и концентрации добавки $c_1 = 3 - 5$ %.

Минимальный диаметр плюма d_{\min} может составлять 6 – 12 км для $k = 25 - 45$ °С/% и $c_1 = 2 - 3\%$. Эти значения близки к амплитуде рельефа границы ядро-мантия порядка 10 – 20 км [3]. Диаметр источника попадает в интервал от 10 до 20 км, когда концентрация добавки c_1 лежит в промежутке от 0.7 до 2.5% для $k = 25 - 45$ °С/%.

Итак, в результате проведенного анализа оценены физико-химические условия формирования термохимических плюмов на границе ядро-мантия и рассчитаны их основные физико-химические параметры. Оценочные значения этих параметров соответствуют имеющимся на сегодня данным, что указывает на реальность существования термохимических плюмов, играющих основную роль в тектонике горячих полей.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке (грант по программе "Молодые кандидаты и доктора наук РАН. Выдающиеся ученые РАН" на 2003 г.), Сибирского отделения РАН (молодежный проект по наукам о Земле), Президиума РАН (интеграционный проект 6.5.3 с Президиумом РАН), Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 02-05-64627) и Министерства науки РФ (Государственный контракт от 1 февраля 2002 г. № 43.043.1.1.1601 по теме: "Компьютерные модели процессов, протекающих в недрах Земли").

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983, №1, с. 28-45.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1991, Т. 34, № 4, с. 3-13.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001, 408 с.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов // ДАН. 2003. Т. 393, № 6.

ПАЛЕОАЗИАТСКИЙ И ТИХИЙ ОКЕАНЫ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИКИ

Н.Л. Добрецов, В.А. Симонов, М.М. Буслов,

Новосибирск, Институт геологии ОИГГМ СО РАН, simonov@uiggm.nsc.ru

Роль Палеоазиатского океана на начальных стадиях развития складчатых сооружений Центральной Азии во многом являлась определяющей. Этим проблемам посвящены многочисленные публикации и международный Проект МПГК 2 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана». Для выяснения палеогеодинамических условий формирования и развития древних структур Палеоазиатского океана оптимальным является сравнительный анализ с данными современными океаническими областями. Исследования палеоокеанических комплексов (офиолитов) Алтае-Саянской складчатой области показали, что исходные тектонические обстановки их формирования соответствовали открытым океанам фундаментам островных дуг и задуговым бассейнам [1,2], то есть в Палеоазиатском океане развивалось сложное сочетание геодинамических ситуаций, по всей вероятности, сходное с тем, что наблюдается в настоящее время в западной части Тихого океана. В связи с этим, представляется важным провести целенаправленную работу по сравнению магматических и геодинамических процессов формирования структур Палеоазиатского и Тихого океанов. Необходимо отметить, что в ходе сравнительного анализа использовались преимущественно оригинальные данные, как по древним, так и по современным магматическим системам, полученные авторами непосредственно в результате исследований коллекций пород из различных структур Тихого океана: островных дуг - примитивные с бонинитами (Идзу-Бонинская развитые с известково-щелочными (Курильская) и шшонитовыми (Ново-Гейбридская сериями); задуговых бассейнов - бассейн Вудларк; океанических плато - плато Онто Джава и бассейн Науру; симаунтов - гайот Кастор. В результате, был получен представительный оригинальный материал по ключевым объектам, позволивший наиболее обоснованно рассмотреть особенности развития древних структур Палеоазиатского океана на основе сопоставления офиолитов венд-кембрийского возраста с современными аналогами.

Палеообстановки *открытого океана* (ранняя стадия) и палеозоны субдукции (этап) реконструируются для Чаганузузских офиолитов в Горном Алтае. Особенности химического состава породы дайковых серий отвечают базальт-срединно-океанических хребтов. Согласно распределению Ti, Sr и Ni они располагаются как в области высокотитанистых океанических серий, так и в умереннотитанистых островодужных образований. По соотношению $TiO_2 / FeO^* / (FeO^* + MgO)$ дайки габбро-диабазов, находящиеся в Чаганузузском ультрабазитовом массиве, располагаются на окончании островодужного тренда, содержанию титана приближаясь к океаническим образованиям и частично

соответствуя им [3]. Чаганузунские лерцолиты, судя по их свежести, высоким температурам (до 1400°C по дупироксеновому термометру) и геохимии, соответствуют висячему боку зоны субдукции вместе с подстилающим серпентинитовым меланжем, содержащем эклогиты. Магматические процессы образования пород этой ассоциации (часть даек) продолжались и на ранней стадии развития островодужной системы.

Курайские офиолиты (Горный Алтай) являются представителем *примитивной палеоостровной дуги с бонинитами*. Породы дайкового комплекса по своему химическому составу разбиваются на две группы: с океаническими (срединно-океанических хребтов) и океаническими островами) и с островодужными (островодужные толенты) характеристиками. Породы бонинитовой серии приурочены к полю бонинитов из островных дуг западной части Тихого океана. На диаграмме Y-Zr дайки Курайских офиолитов разделяются на две группы. Одна с высокими значениями редких элементов располагается в поле базальтов срединно-океанических хребтов. Другая, с минимальными содержаниями иттрия и циркония, ассоциирует с бонинитами и имеет островодужный тренд. Составы хромшпинелидов и клинопироксенов из бонинитовых серий Курайских офиолитов хорошо соответствуют данным по минералам из бонинитов западной части Тихого океана [4]. В клинопироксенах из бонинитов Курайских офиолитов найдены первичные расплавные включения с температурами гомогенизации 1160-1230°C, а в отдельных случаях - до 1260°C. Составы включений в клинопироксенах показывают, что изученные минералы кристаллизовались из «бонинитовых» расплавов с низкими содержаниями титана и высокими концентрациями MgO и SiO₂ [4]. Таким образом, данные по расплавным включениям в пироксенах Курайских офиолитов свидетельствуют о развитии магматических систем, близких по составу к расплавам современных энсиматических островных дуг с бонинитовыми сериями запада Тихого океана.

В обстановке *развитой дуги с известково-щелочными сериями* частично формировались офиолиты Кузнецкого Алатау. Породы дайковых серий офиолитов имеют как островодужные характеристики, так и несут признаки пород задуговых центров спрединга. Сравнительный анализ минералов показал, что составы клинопироксенов из порфиритов комплекса параллельных даек тяготеют к полю пироксенов из известково-щелочных пород развитых островных дуг Тихого океана. Расплавные включения в клинопироксенах из порфиритов дайкового комплекса офиолитов Кузнецкого Алатау, с температурами гомогенизаций 1120-1230°C, имеют составы, соответствующие породам известково-щелочной серии. В целом, исследования расплавных включений показали, что при образовании офиолитов Кузнецкого Алатау ведущая роль принадлежала высокомагнетизальным низкотитанистым магмам преимущественно известково-щелочных серий, что свидетельствует о формировании этих пород в палеогеодинамической обстановке развитой островодужной системы. В результате комплексных исследований установлено, что офиолиты Кузнецкого Алатау формировались в палеогеодинамических условиях развитой островодужной системы с последовательной сменой магматических серий: толентитовые → известково-щелочные → субщелочные. Появление в рассматриваемых разрезах пород калиево-натриевых субщелочных серий типа АВВВ говорит о начале формирования задугового бассейна [5].

Обстановка *развитой островной дуги с шошонитовыми сериями* характерна для формирования магматических комплексов северного побережья оз. Телецкое. Особенности состава пород дайковых серий этого района и, прежде всего высокие значения K₂O, свидетельствуют об их принадлежности к шошонитам [6]. По своему составу клинопироксены из порфиритов оз. Телецкое соответствуют минералам из

пород шшонитовых серий развитых островных дуг Тихого океана. Расплавные включения в клинопироксенах из порфиритов оз. Телецкое, с температурами гомогенизаций 1190-1230°C, имеют составы, соответствующие породам известково-щелочных и шшонитовых серий.

Магматизм *задуговых бассейнов* характерен для **Каахемских офиолитов** (Восточная Тува). По данным петрохимического анализа и геохимии редких элементов породы дайкового комплекса разбиваются на две основные группы. Одна располагается в поле базальтов задуговых бассейнов, другая приурочена к границе островодужных известково-щелочных серий и аномально обогащенных базальтов задуговых бассейнов (АВАВВ). Наличие последних, установленных для бассейна Вудларк в западной части Тихого океана [7], свидетельствует, что Каахемские офиолиты формировались в ходе спрединговых процессов при расколе достаточно мощной субконтинентальной литосферы и формировании рифтогенных структур окраинного моря в переходной зоне Палеоазиатский океан – древний континент.

В последние годы в складчатых поясах разного возраста все больше отмечаются случаи нахождения фрагментов *океанических поднятий или симаунтов*. Важно заметить, что среди этих фрагментов присутствуют не только базальты океанического типа, но и более частые и крупные по размеру кремнисто-карбонатные террейны, которые трудно отличить от осадочных террейнов другого происхождения. В связи с тем, что океанические острова и поднятия в современных океанах имеют значительные размеры, не уступающие по площади и объему островным дугам, выделение и изучение подобных объектов среди структур Палеоазиатского океана приобретают большое значение. В результате проведенных исследований в Катунской и Курайской аккреционных призмах Горного Алтая оказалось возможным выделить венд-раннекембрийские вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные образования палеосимаунтов, что является новым для Центральной Азии [6,8]. Эти находки во многом меняют представления о стратиграфии, палеотектонике и палеогеографии Алтае-Саянского региона в палеозое.

В целом, проведенный сравнительный анализ древних и современных океанических структур свидетельствует о том, что на венд-кембрийском этапе геодинамические процессы развития Палеоазиатского океана были практически аналогичны процессам, ответственным за современное состояние геологических структур западной части Тихого океана.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойских офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985, с.181-193.
2. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
3. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслев М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12, с.3-14.
4. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслев М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 7-8, с.182-199.
5. Симонов В.А., Стулаков С.И., Лоскутов И.Ю., Ковязин С.В. Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1999. Т.40, № 12, с.1759-1771.
6. Buslov M.M., Bersin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk: UIGGM SB RAS. 1993. 122 p.
7. Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // Докл. РАН. 1999. Т.368, № 3, с.388-391.
8. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т.44, №1-2, с.5-27.

Докукина К.А.

Москва, Геологический Институт РАН, xeniax@mail.ru

Синплутонические дайки и плутоны кислых и базитовых магм обычно проявлены в районах, где магматизм связан с растяжением земной коры: рифтингом [1], началом рифтинга [2, 3] или частичным растяжением [4] в пост-аккреционных или пост-коллизийных орогенах. Генерация мафических компонентов объясняется либо андерплейтингом коры в условиях растяжения, либо существованием мантийного плюма [5].

С этой точки зрения интересны структуры механического взаимодействия базитового расплава и вмещающих метаморфических пород, обнаруженные в гипабиссальных условиях в Чарской транспрессионной зоне Восточного Казахстана [6] и в мезоабиссальных условиях в Ольхонской коллизийной системы (Западное Прибайкалье).

1. Гипабиссальный уровень. Эволюция Чарской сдвиговой зоны Зайсанской складчатой системы Восточного Казахстана связано с пост-аккреционным этапом развития Центрально-Азиатского орогена, который на рубеже палеозоя и кайнозоя характеризуется широким проявлением субшелочной вулканно-плутонической активности. Формирование вулканно-плутонических ассоциаций, представленных широким спектром интрузивных и субвулканических пород разного состава связывают с процессами рифтогенеза [7]. В пределах Чарской сдвиговой зоны в рамках Тастауской вулканно-плутонической структуры были обнаружены минглинг структуры, представляющие собой смесь толеитовых базальтов и катаклазированных песчано-сланцевых пород, измененных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (ассоциации с биотитом, хлоритом, актинолитом). Минглинг структуры локализируются в линейных зонах, насыщенных небольшими (10 ± 5 см) нодулями базальтов, границы которых маркируются зонами эндо- и экзоконтактов. В метapelитах здесь отмечено ороговикование пород (ассоциация с кордиеритом). Структурно – текстурные особенности взаимодействия базальтов и вмещающих пород указывает на то, что такие структуры сформировались в процессе синсдвигового эксплозивного внедрения расплава в условиях ламинарного течения вещества, когда вмещающие метаморфические породы испытывали кратковременное падение вязкости. Интересно отметить, что базальтовый расплав также принимает участие в магматическом минглинге, который представлен в Тастауской структуре как взаимодействие аплитов и диоритов.

2. Мезоабиссальный уровень. В Чернорудской гранулитовой зоне Ольхонской коллизийной системы Западного Прибайкалья были обнаружены структуры метаморфического минглинга [8], представленные мелкими и крупными синметаморфическими телами базитов и гипербазитов, сцементированными метаморфическим матриком. Инъекция основного состава происходила в высокопластичный метаморфический матрикс с повышением температуры последнего до условий гранулитовой фации метаморфизма. Внедрение было синхронно тотальному проявлению сдвиговых деформаций, в результате которых расплав обособлялся в виде отдельных округлых нодулей. Размер включений варьирует от нескольких метров до первых километров. Низкая вязкость метаморфического матрикса в данном случае определяется высокими температурами и условиями деформирования среды. Составы базитовых даек [9] по петро-геохимическим характеристикам приближаются к базальтам островодужных серий. В работе [3] для

других участков Ольхонского региона описаны синкинематические диабазовые дайки похожего состава, которые соответствует единой слабо дифференцированной серии (толеиты нормальной щелочности). Диабазы вместе с пегматоидными гранитами формируют структуры магматического минглинга и свидетельствуют о начале коллапса орогена [3].

4. Высокотемпературный метаморфический минглинг мантийного расплава и метаморфического матрикса в Ольхонском регионе свидетельствует о начале коллапса коллизийного орогена. Описанные явления минглинга базитового расплава и метаморфических пород в условиях сдвига в случае Тастауской вулканно-плутонической структуры характеризуют внедрение мафического расплава на пост-коллизийной стадии развития орогена. Как было отмечено, смешение базитовой магмы и метаморфических пород происходит синхронно формированию структур магматического минглинга. Таким образом, можно резюмировать, что описанные структуры, представляющие собой механическую смесь мафического расплава и вмещающих метаморфических пород, свидетельствуют либо о начале коллапса, либо о коллапсе орогена.

Литература

1. Gilbert M.C. Timing and chemistry of igneous event associated with the southern Oklahoma aulacogen // *Tectonophysics*. 1983. V. 94, pp. 439-445
2. Lameyre J., Bowden P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks // *Journ. Volcanol. Geoterm. Res.* V. 14, pp. 169-186
3. Склярв Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизийной структуры Западного Прибайкалья // *ДАН*. 2001. Т. 381, № 4, с. 1–6
4. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. pp. 635-643
5. Lindline J., Crawford W.A., Crawford M.L., Omar G.I. Post-accretion magmatism within the Kuiu-Etolin igneous Belt, Southeastern Alaska // *The Canadian Mineralogist*. 2000. V. 38, pp. 951-974
6. Vladimirov V.G., Dokukina K.A., Vladimirov A.G., Shemelina I.V., Savinich J.V. The tectonic aspect of mingling-like process (example from the Tastau volcano-plutonic structure, Chara shear zone, Eastern Kazakhstan) // *GSA Abstracts with Programs*. Vol. 33, No. 1, February 2001
7. Полянский Н.В. О структуре и эволюции земной коры Восточного Казахстана // *Геология Казахстана*. 1999. Т. 361, № 4, с. 12 – 23
8. Федоровский В.С., Склярв Е.В., Сухоруков В.П., Хромых С.В., Докукина К.А., Чамов С.Н. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) // *Материалы XXXVI Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы»*: Тез. докл. М: ГЕОС, 2003. Т. 2, с. 255-259
9. Хромых С.В. Базит-ультрабазитовые интрузии в Чернорудской зоне (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье): внутреннее строение, состав и геодинамическая интерпретация // *Материалы XXXVI Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы»*: Тез. докл. М: ГЕОС. 2003. Т. 2, с.279-282

МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛА – ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОВОГО ПОЯСА С ОФИОЛИТАМИ

*В.С. Дружинин**, *Ю.С. Каретин***

*Екатеринбург. Институт геофизики УрО РАН, druvts@r66.ru

** Екатеринбург. Институт геологии и геохимии УрО РАН, root@igg.e-burg.

По результатам выполненных авторами многолетних геолого-геофизических исследований установлены особенности глубинного строения главных структур литосферы Уральского подвижного пояса, важные для реконструкций процессов

геодинамических обстановок их формирования. Наиболее информативны данные профилей ГСЗ и сейсмологии, включая скоростные разрезы земной коры. Тщательные сопоставления их с геологией поверхности и данными глубокого бурения позволили выявить ранее неизвестные существенные закономерности глубинного строения, распространения крупных структурно-вещественных комплексов земной коры, выделить типы строения литосферы разных по геодинамической природе структур – главных и периферических магматогенных рифтовых структур цикла палеозой, массивов древней континентальной коры между ними и в обрамлении, Приуральской системы рифейских рифтов-авлакогенов и т.д. [1-3 и др]. Важную дополнительную информацию дали профили глубинного ОГТ международной программы "Европроба" [6 и др.] и численное обусловленной геохимической зональности проявлений вулканизма в главной зоне палеозойского магматизма Урала [2, 4] и анализ магнитных, тепловых и других физических полей региона. На этой основе авторами разработана комплексная модель строения и эволюции литосферы Урала. Основные ее элементы следующие.

На фоне обрамляющих структур литосферы четко выделяется главная магматогенная Тагильско-Магнитогорская рифтовая структура пояса уралид. Строение ее литосферы наиболее детально изучено в Тагильском звене пояса на полигоне бурения Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Главные черты ее глубинного строения следующие.

1). Мощность палеозойского осадочно-вулканогенного разреза оценивается в 7- 8 км. Главной магматической оси (зоне ГУГР) соответствует гравитационный максимум и ось осесимметричной геохимической зональности базальтов спредингового комплекса ордовика [1, 4].

2) Ниже распространен высокоскоростной (6,6- 6,8 км/с) мафический фундамент, представленный в его выступах в западном и восточном бортах Тагильской синформы метатолит-базальтовыми амфиболитами и оталькованными серпентинитами раннедокембрийской [4] офиолитовой ассоциации.

3) с глубины 11,5- 12 км следует утоненный до 6 -7 км сиалический (6 -6,2 км/с) слой гнейсов дорифейской кристаллической коры.

4) С глубины ~18 км до 40 км во всем регионе распространена нижняя гранулитобазитовая кора (6,8 км/с), гранитизированная (6,6- 6,4 км/с) под гранито-гнейсовыми образованиями (6- 6,3 км/с) Салдинского выступа дорифейской коры восточного обрамления рифтовой синформы.

5) Кровля базитового слоя коры занимает в нем наиболее приподнятое положение -10 км, что соответствует вершинной части свода, сформированного над астеносферной линзой в ордовике на стадии, предшествовавшей заложению Тагильского рифта.

6) В итоге, в отличие от орогенных структур завершённой складчатости с корой, утолщенной в результате коллизионной аккреции, под Тагильским палеорифтом кристаллическая часть коры выше зоны К-М остается утоненной – до 28 – 32 км, по сравнению с 36 - 42 км в обрамляющих выступах докембрия.

7) В нижней части коры выделяется линзовидный массив мощностью до 15 -20 км переходного мегакомплекса К-М типа "коро-мантийной смеси". Такое сочетание линзы К-М и утоненности кристаллической коры характерно для рифтов в континентальной коре (Рио-Гранде, Рейнского и др.), но здесь сочетается с развитием офиолитовых зон. При этом обнаруживается корреляция между мощностями накопленных базальтоидных вулканитов и мощностями комплекса К-М под ними: в краевых главных вулканогенных зонах мощности вулканитов максимальны, до 8 км, а К-М до 20 км, а в ее центральной части те и другие минимальны, мощности К-М снижаются до 10 км.

Можно поэтому предполагать, что комплекс К-М (7,3 - 8 км/с) сложен реститовыми остатками существовавших в основании коры магматических очагов, питавших допалеозойский, затем палеозойский вулканизм. При этом оказалось, что установленная с использованием данных ГСЗ современная мощность кристаллической части коры 30-32 км во внутренней области Тагильского палеорифта соответствует и ее мощности в момент вулканизма в силуре, согласно оценкам [4] на основе известных геохимических критериев Конди (по количествам калия в андезитах и по соотношениям Rb-Sr в базальтах) – мощности кристаллической (древней континентальной) части коры с силура в этой структуре не изменились. Под Магнитогорской синформой подошва кристаллической части коры зафиксирована также на глубине 40 км, а мощности К-М достигают 20 км и заметно уменьшаются в ее бортах. Линзы К-М мощностью до 8 - 10 км зафиксированы также под менее развитыми вулканогенными структурами Восточных зон Урала и Зауралья, так что все эти структуры в поясе уралид имеют свои корни на уровне основания коры. Это должно учитываться при любых построениях.

8) Граница М при этом испытывает под Тагильской и Магнитогорской структурами прогиб амплитудой до 20 км, что отвечает суммарной мощности магматических накоплений палеозоя и новообразований базитовых реститов в линзе К-М и свидетельствует о компенсационной природе погружения границы М – в результате массообмена с располагавшимся ниже мантийным диапиром в виде астеносферной линзы.

9) Верхи мантии под осевыми структурами пояса уралид, по расчетам плотностной модели до глубины 100 км, аномально высокой плотности, до 3,45 г/см³, что связывается [4] с эклогитизацией пород кровли астеносферной линзы. Аномально повышена здесь и отражательность мантии.

10) Все симметрично-зональные особенности строения литосферы пояса сохраняются, не уничтожены субдукцией и коллизией.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 01-05-65208 и 02-05-64109

Литература

1. Дружинин В.С., Каретин Ю.С. и др. Геолого- геофизическая модель земной коры района Уральской сверхглубокой скважины // Докл РАН. 1993. Т. 333, № 4. С. 507 – 511.
2. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонец С.В. и др. Главные структуры коры и верхней мантии Уральского региона // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 3. С. 397 - 401.
3. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Кашубин С.Н. Проблемы изучения глубинного строения, геодинамики и минерогенеза Уральского региона // Там же, 1998. С. 69 – 72.
4. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Издательство УрО РАН. Екатеринбург. 2000. 277 с.
5. Чурсин А.В., Каретин Ю.С. Строение магнитоактивного слоя земной коры Урала и прилегающих окраин платформ // Мат-лы V геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: ГЕОН. С.106 -107.
6. Knapp J.H., Diaconescu C.C., Bader M.A., Sokolov V.B., Kashubin S.N., Rybalka A.V. Seismic reflection fabrics of continental collision and post-orogenic extension in the Urals, central Russia // Tectonophysics. 1998. V. 288. P.115 – 126.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ, РАЗВИТИИ И ОТМИРАНИИ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

Е.П. Дубинин, Ю.И. Галушкин, А.Л. Грохольский, А.А. Свешников, А.В. Розова
Москва, МГУ, Музей землеведения, dubinin@museum.msu.ru

По скоростям спрединга условно выделяют 5 типов СОХ: ультрамедленные ($V < 2$ см/год), медленные ($V = 2-4$ см/год), средние ($V = 4-8$ см/год), быстрые ($V = 8-12$ см/год) и ультрабыстрые ($V > 12$ см/год). Среди всех этих хребтов существует два генетических

типа: хребты, сформированные в результате раскола континентов (главным образом медленно спрединговые хребты) и хребты, сформированные на старой океанической литосфере (они имеют, как правило, быстрые скорости раздвижения).

Изначально различные генетические условия формирования этих двух типов хребтов предопределили различие в скоростях спрединга (т.е. интенсивности наращивания новой океанической коры) и обусловили принципиальное различие механизмов аккреционных процессов, и, как следствие, различие в глубинном строении коры, рельефе дна, структурообразовании и аномальных геофизических полях.

Целью настоящей работы является рассмотрение эволюции литосферы в процессе формирования, развития и отмирания спрединговых хребтов.

Начальная стадия формирования спредингового хребта в результате раскола континентальной или старой океанической литосферы включает разрушение упруго-пластичного литосферного слоя при растяжении, предполагающее его утонение и разрыв сплошности, переход к спредингу и аккреции новой океанической коры. Если процесс континентального рифтогенеза изучен довольно хорошо, то проблема формирования нового спредингового хребта в процессе рифтинга старой океанической литосферы оставляет еще немало вопросов.

Для исследования начальной стадии формирования рифтовых зон океана было проведено физическое моделирование процесса разрушения океанической коры в условиях ее растяжения на экспериментальной установке с использованием материалов с реологическими свойствами, обеспечивающими соблюдение критериев подобия лабораторных и природных процессов. Литосфера и подстилающая астеносфера моделировались с помощью композиционных систем, состоящих из твердых (сплав различных температур церезинов и парафинов) и жидких (вазелиновое масло) углеводородов, а также добавок поверхностно-активных веществ. Результаты моделирования показали, что разрушение литосферы осуществляется по механизму продвижения «бегущей» трещины. При этом геометрия рифтовой трещины и формирование характерных типов структур (перекрытий осей спрединга, нетрансформных смещений, эшелонов трещин изгибов оси и др.) зависят от скорости и направления растяжения, толщины модельной литосферы, ширины ослабленной и зоны локализации деформаций и величины утонения литосферы в осевой области рифта. Эксперименты показали также, что медленный спрединг является существенно нестабильным и асимметричным и сопровождается перескоком оси на расстояния порядка десятков километров. Нарращивание литосферы при быстром спрединге происходит более симметрично с перескоками и смещениями оси на расстояния в первые километры.

Анализ особенностей морфоструктурной сегментации рифтовых зон Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и Срединно-Атлантического хребта (САХ) с разными скоростями спрединга показал, что 1) сегментация рифтовой зоны на ВТП выражена слабее, чем на САХ, и, в частности, амплитуда рельефа дна, изменения мощности коры и литосферы вдоль оси ВТП меньше, чем вдоль САХ; 2) сегментация рифтовой зоны САХ создается незначительным числом более крупных нарушений (трансформными разломами, нетрансформными смещениями), в то время как ВТП сегментируется большим количеством мелких нарушений (перекрытий осей спрединга, девелов); 3) для хребтов с различной скоростью спрединга изменяются как средние длины сегментов одного уровня, так и отношения длин сегментов соседних уровней.

При переходе от растяжения старой океанической литосферы к образованию спредингового хребта и аккреции новой океанической коры на контакте молодой и старой литосферы со стороны последней формируются симметричные относительно оси нового хребта, линейные пояса выраженных деформаций. Такие шовные зоны

фиксируют места начального образования нового спредингового хребта и отмечаются в нарушении последовательности линейных магнитных аномалий и в рельефе дна в виде системы хребтов и впадин (например, сопряженные шовные зоны Моктесума и Мичоакан, Буэр и Антибауэр, Генри и Гудзон, расположенные симметрично относительно оси Восточно-Тихоокеанского поднятия). Именно на этой стадии перехода от рифтинга к спредингу существуют благоприятные условия для серпентинизации мантийных перидотитов. Поэтому есть основания предполагать важную роль этого процесса в формировании наблюдаемого здесь рельефа дна.

Дальнейшая эволюция литосферы на стадии развития спрединговых хребтов в существенной степени зависит от механизма аккреции новой коры, определяемого скоростью спрединга и интенсивностью снабжения осевой зоны расплавом, которая во многом зависит от температуры подстилающей мантии и контролирует толщину хрупкого слоя литосферы. При этом отмечаются принципиальные различия в структуре литосферы быстро и медленно раздвигающихся хребтов. Для первых характерны наличие осевого поднятия в рельефе, коровая осевая магматическая камера с линзой расплава вблизи ее кровли, слоистая структура коры. Для вторых – осевая рифтовая долина, отсутствие устойчивой коровой магматической камеры при наличии области сфокусированного мантийного апвеллинга и сложная («хаотичная») структура коры.

Численное моделирование процесса аккреции коры в рамках нестационарной модели дискретно-непрерывного спрединга, учитывающей изменение состава коры и мантии позволило выявить условия формирования осевых магматических очагов в быстроспрединговых хребтах и установить их размеры и форму.

Для быстро раздвигающихся хребтов (например, ВТП) эксперименты показали существование стационарных магматических очагов на двух уровнях: верхнемантийном с кровлей на границе Мохоровичича и коровом на глубинах <2 км от уровня дна. Оценки степени плавления базальтов в осевой зоне, полученные в результате модельных расчетов, хорошо согласуются с данными сейсмической томографии в районе 9°30' с.ш. ВТП. В обоих случаях максимальная степень плавления вещества (40-80%) наблюдается вблизи кровли коровой магматической камеры (линза расплава) и уменьшается с глубиной в области нижней коры до 2-10%. Степень плавления в верхнемантийной камере составляет 10-20% и область концентрации расплава распространяется здесь на значительное расстояние (10-20 км) вкостр спрегинга оси спрединга.

В медленно раздвигающихся хребтах гравиметрические данные и, в частности, изометричные мантийные аномалии Буге, свидетельствуют о существовании областей сфокусированного мантийного апвеллинга. С ними связывают интенсивные магматические процессы приводящие к формированию локальных короткоживущих коровых магматических очагов и участков с более толстой коры в центре сегментов. Существование таких очагов в коре на глубине 3,5 км под осью спрединга подтверждено с помощью сейсмической томографии при области АМАР на 36,5° с.ш., САХ. Модельные расчеты для низких скоростей спрединга подтвердили формирование области сфокусированного мантийного апвеллинга с повышенной концентрацией расплава. Эта область, в зависимости от исходного прогрева мантийных пород остается в мантии, либо поднимается до границы кора-мантия и даже проникает в кору, формируя в этом случае локальные короткоживущие магматические очаги. Такие вариации определяют специфику структуры коры (слоистая или хаотичная) и толщину литосферы.

В целом, различия в пространственном распределении и характере магматических очагов в быстрых и медленных спрединговых хребтах обуславливают и принципиальное различие в механизмах аккреции и строении океанической коры.

Наличие стационарной коровой магматической камеры в быстро спрединговых хребтах, обеспечивающей дифференциацию базальтового расплава, определяет четко выдержанное слоистое строение коры. При низких скоростях спрединга, за исключением случаев аномально прогретой мантии, строение коры имеет более сложный нерегулярный характер. Моделирование, проведенное для разных скоростей спрединга и разной исходной температуры мантии, показало, например, что при температуре мантии 1250°C стационарные коровые магматические очаги исчезают при скорости спрединга 4 см/год. С понижением мантийной температуры значение этой пороговой скорости увеличивается. Распределение теплового поля в коре и подкоревой мантии на периферии осевой зоны медленно спрединговых хребтов позволяет полагать, что в структуре нижних слоев коры существенную роль может играть серпентинизация мантийных перидотитов.

В структуре современной океанической литосферы зафиксировано немало палеоспрединговых хребтов, прекративших свое развитие в результате перестройки движения литосферных плит и изменения положения полюсов их относительного вращения. Они приурочены к районам глубоководных котловин (Лабрадорский хр., хр. Эгир, хр. Алуи и др.) или крайвым морям (Тасманово, Филиппинское, Кораловое).

В эволюции термической структуры литосферы при "отмирании" спредингового хребта можно выделить три этапа. Первый - активный этап, связан с замедлением скорости раздвижения, вплоть до полного прекращения спрединга. Уменьшение скорости спрединга и периодичности магматических излияний в тектономагматическом цикле сопровождается уменьшением размеров и исчезновением коровой магматической камеры в быстро раздвигающихся хребтах и заглуплением уровня сфокусированного мантийного апвеллинга при медленных скоростях спрединга. Это в свою очередь приводит к изменению строения коры, рельефа дна и геофизических характеристик. Второй - переходный этап предполагает прекращение спрединга и характеризуется растяжением литосферы, но уже без формирования новой коры. Расчеты термической структуры литосферы и интерпретация гравитационных аномалий (проведенные для примеров Лабрадорского хребта и хребта Математиков) свидетельствуют о том, что процесс серпентинизации перидотитов на этих двух этапах развития может играть существенную роль и в значительной степени влиять на рельеф дна и глубинную структуру палеоспрединговых хребтов.

Третий - пассивный этап эволюции палеоспрединговых хребтов характеризуется прекращением растягивающих напряжений и предполагает изменение поля температур в литосфере и заглупление кровли астеносферы под рифтовой зоной СОХ. Следствием этого процесса будет увеличение толщины литосферы, понижение уровня рельефа фундамента, скрываемого под толщей осадков, уменьшение величины теплового потока и амплитуды гравитационных аномалий палеоспредингового хребта. Причем, чем больше времени пройдет с момента прекращения активного спрединга, тем более существенными будут эти изменения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОГО ПОТОКА В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ РЕГИОНЕ

А.Д. Дучков, Л.С. Соколова*, С.В. Лысак***

*Новосибирск, Институт геофизики СО РАН, duch@uiggm.nsc.ru

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Выполнен обзор геотермической изученности Центральной Азии, включающей горные хребты Гималаев, Памира, Тянь-Шаня, плато Тибет, Таримский бассейн. На

этой огромной территории имеется порядка 460 измерений теплового потока (q) в скважинах и озерах [1-5]. По этим данным составлена карта теплового потока Центральной Азии (рисунок) и определены основные закономерности его распределения. Знание q особенно актуально для этого региона, формирование которого связывают как со столкновением Индийской и Евразийской литосферных плит, так и с мантийным диапиризмом.

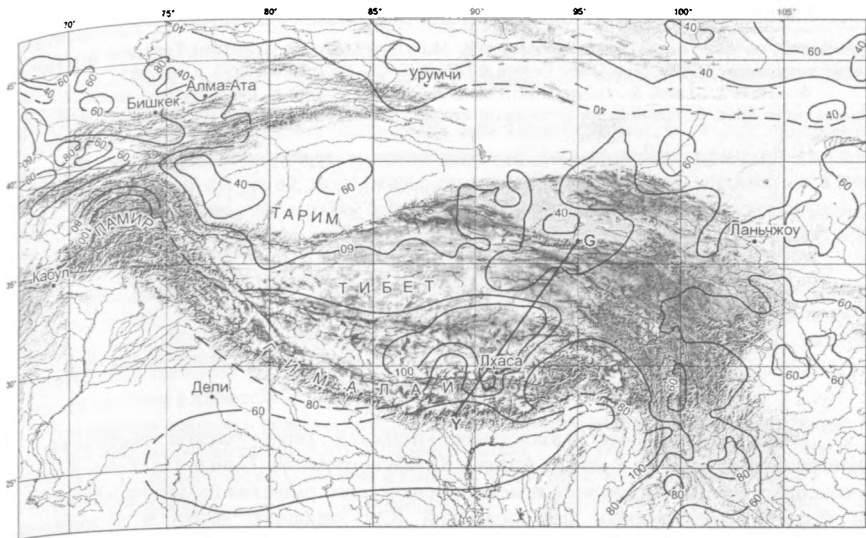
Центральная Азия характеризуется весьма дифференцированным тепловым потоком, изменяющимся от 20 до 360 мВт/м². Его среднее значение составляет 45-55 мВт/м². Сведения о тепловом потоке основных тектонических структур, слагающих регион, представлены в таблице.

Тепловой поток основных геологических структур Центральной Азии [1-5]

Структура	Число измерений	Интервал q , мВт/м ²	Среднее q , мВт/м ²
СТРУКТУРНЫЕ БЛОКИ			
Джунгарский массив (Junngar basin)	84	33-50	43±2
Таримский бассейн (Tarim block)	35	35-48	41±4
Северо-Тибетский массив (Qaidam basin)	59	32-75	55±5
Южно-Тибетский массив (Qiangtang basin)	4	81-319	180
СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ			
Тянь-Шаньская (Tianshan Mts.)	210	20-134	50±12
Кузньлунь-Алтунская (Kunlun Mts., Altun Mts.)	6	33-47	37±6
Килианская (Qilian Mts.)	20	34-59	50±4
Кинхай-Тибетская (Qinghai-Tibet Arcuate zone)	2	71-109	90
Памир (Pamir Mts.)	26	50-170	100±20
Гималайская (Himalaya thrust sheet)	15	78-242	120±22

Характерной особенностью теплового поля Центральной Азии является возрастание его уровня и дифференцированности в западных и южных блоках, наиболее затронутых коллизионными процессами. В пределах Южно-Тибетского массива, Памира, Гималайской зоны зафиксирован аномально высокий тепловой поток, изменяющийся от 80 до 320 при среднем 140 мВт/м². Напротив, Восточный Тянь-Шань, Тарим, северная часть Тибетского массива характеризуются сравнительно невысоким средним q порядка 40-50 мВт/м². Геотермические данные, таким образом, свидетельствуют, что основной причиной аномально высоких тепловых потоков в южных районах Центральной Азии являются тектономагматические процессы, связанные с коллизией литосферных плит. Коллизия Индостана и Евразии приводит к удвоению мощности земной коры; увеличению содержания радиоактивных элементов в земной коре и соответственно мощности теплогенерирующего слоя; внутрикоровым смещениям, сопровождающимся выделением тепловой энергии. В итоге формируется многослойная термальная структура литосферы деформируемых блоков, которая приводит к формированию многочисленных гидротермальных систем и разных по амплитуде аномалий теплового потока. Разноглубинность источников тепла может явиться причиной дифференцированности q .

Это подтверждается при изучении теплового потока и изотопов гелия в газе подземных источников вдоль геотрансекта «Yadong-Lhasa-Golmud», пересекающего Гималаи и Тибет [5, 6]. Положение геотрансекта показано на рисунке. Тепловой поток вдоль профиля изменяется от 40 до 364 мВт/м². Северные стабильные блоки Тибетского массива характеризуются низким тепловым потоком - 40-47 мВт/м².



Карта теплового потока Центральной Азии (по [1-5] с дополнениями). Оцифровка изолиний теплового потока в мВт/м², пунктирные изолинии – недостаточно обоснованные. Линия Y-G – расположение геотрансекта «Yadong-Lhasa-Golmud».

Два южных активных блока - Лхаса-Гангдайский и Гималайский – выделяются аномально высоким и дифференцированным q , варьирующим от 60 до 364 мВт/м². Отношение изотопов гелия ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) является высокочувствительным индикатором присутствия малых количеств мантийных дериватов [7]. Наиболее высокие значения R наблюдаются в пределах блока Лхаса-Гангдайс. Это свидетельствует об активном поступлении ${}^3\text{He}$ из мантии, возможно в результате дегазации четвертичных мантийных выплавов, внедрившихся в земную кору. В термальных источниках Гималайского блока преобладает коровый гелий (${}^4\text{He}$), здесь мало ${}^3\text{He}$ и отношение R уменьшается до значений типичных для стабильных структур без заметного влияния мантийных магматических процессов. Изотопы гелия фактически подтверждают геофизические данные о пространственной термальной гетерогенности в структуре верхней мантии ниже Тибета. Судя по геохимическим данным, недавние мантийные выплавки и экстракции ограничены Азиатской мантией. Вероятно, что в литосфере Гималайского блока нет мантийных выплавов, или гелиевый сигнал от них еще не достиг поверхности.

Исследование поддержано интеграционным проектом ОНЗ РАН № 6.5.1 и интеграционным проектом СО РАН № 101.

Литература

1. Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геол. и геоф. 2001. Т. 42, №10, с. 1512-1529
2. Дучков А.Д., Лысак С.В., Соколова Л.С. Тепловой поток Центральной Азии // Геодинамика и геозеологические проблемы высокогорных регионов: Тез. докл. Бишкек: ИС ОИВТ РАН, 2002, с. 14-16.
3. Hu S.B., He L., Wang J. Heat flow in the continental area of China: a new data set // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 179, p. 407-419.
4. Roy S., Rao R.U.M. Heat flow in the Indian shield // Journ. Geoph. Res., 2000. V. 105, No. B11, p. 25587-25604.

5. Shen Xianjie, Zhang Wenren, Yang Shuzhen, Zhang Juming. Abnormal thermal structure and related geothermal resources of the Tibetan plateau / In: M.L. Gupta, M. Yamano (eds.) Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia. New Delhi: Oxford & IBN Publ. CO. PVT. LTD., 1995, p. 369-387.
6. Hoke L., Lamb S., Hilton D.R., Poreda R.J. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: implications for lithospheric structure // Earth and planetary science letters. 2000. V. 180. p. 297-308.
7. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Б.А. Дьячков, Л.Н. Мочалкина, О.Н. Кузьмина
Усть-Каменогорск, Алтайский отдел Института геологических наук
им. К.И. Сатпаева НАН РК

В процессе работы казахстанско-китайской геологической экспедиции в приграничных районах Рудного Алтая и Китайского Алтая (Синьцзяна) были уточнены особенности геодинамического и металлогенического развития геологических структур и формирования рудных месторождений Юго-Западного Алтая и сопредельных территорий. При анализе результатов учитывались данные международного проекта МП ГП 283 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» [1-5].

Рассматриваемая территория охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Иртышской зоны смятия, сопредельные территории Калбы и Жарма-Саура и прилегающие районы России и Китая, которые образуют коллаж разнородных блоков-террейнов. Границами блоков являются северо-западные глубинные разломы, отделяющие герцинские структуры Юго-Западного Алтая от каледонид Горного Алтая (на северо-востоке) и Чингиз-Тарбагатая (на юго-западе). Общая протяженность территории более 1000 км при средней ширине 300 км.

В пределах Юго-Западного Алтая и сопредельных территорий выделены основные рудоносные структуры и продуктивные геохронологические уровни в докембрии, каледонидах, герцинском этаже и мезозой-кайнозое. На основе геодинамических реконструкций разработана теоретическая модель, отражающая своеобразный *алтайский тип* глобального сопряжения двух субконтинентов (Казахстанского и Сибирского) и разделявшего их Иртыш-Зайсанского океанического бассейна (части Палеоазиатского океана) [2,3]. Современные структуры - это отторженцы древних палеоконтинентов, которые дрейфовали в Палеоазиатском океане; часть из них причленилась к Сибирскому кратону, часть при скучивании образовала Казахстанский микроконтинент. В герцинский цикл, в процессе сложных конвергентных подвижек, произошло сближение разнородных структур Палеоазиатского океана: Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов, Рудно-Алтайского, Горно-Алтайского, Калба-Нарымского и Жарма-Саурского террейнов. Джунгарского и Алтае-Монгольского геоблоков. В раннем карбоне Иртыш-Зайсанский бассейн замкнулся, образовал сложную мозаично-блоковую структуру, частью которой и является Юго-Западный Алтай [4,5,6].

Структуры Юго-Западного Алтая характеризуются северо-западным простиранием и выклиниванием в юго-восточном направлении. Для Юго-Западного Алтая наиболее характерны герциниды, тогда как докембрийские и каледонские образования более широко представлены в бортовых структурах Чингиз-Тарбагатая и Горного Алтая, а киммерийские - в Западной Калбе.

Развитие региона происходило в режиме океанического рифтогенеза (PR₃), затем в раннюю (рифтогенную, островодужную), среднюю (коллизийную) и позднюю (постколлизийную) стадии каледонид и герцинид, а завершилось континентальным рифтогенезом киммерийского цикла.

В докембрии в результате деструкции дна Палеоазиатского океана проявился вулканизм океанических комплексов, представленных серией ультрамафитов в Чарско-Западно-Калбинской сутурной зоне (жауыртагинский, чарский, маралихинский и др. комплексы). Гипербазиты по составу относятся к леуцитам, дунитам и гарцбургитам, с ними связана Чарская группа мелких месторождений и рудопроявлений - Cr, Ni, Co (Pt, Hg).

В каледонский цикл проявился интенсивный вулканизм рифтогенных базальтоидной (C₁-O₁), базальт-андезит-дацитов (O_{2,3}) и островодужной андезитовой (S_{1,2}) серий, наиболее развитый в пределах Чингиз-Тарбагатайского борта, где главное промышленное значение имеют колчеданные медно-цинковые месторождения, близкие к уральскому типу (Акбастау, Космурун, Мизек и др.).

В позднюю стадию в режиме неустойчивой стабилизации каледонских структур в северо-восточном обрамлении Юго-Западного Алтая (на границе Рудного и Горного Алтая) локализовались небольшие гранитоидные интрузии с W-Mo оруденением.

В герцинский цикл сформировались основные тектонические и металлогенетические структуры Юго-Западного Алтая.

В раннюю стадию (D₁-C₁) в пределах Рудно-Алтайского террейна (который в то время представлял собой активную окраину Сибирского палеоконтинента) мощное развитие получил девонский базальтоидный вулканизм, фиксируемый системой эшелонированных вулканических дуг и ареалов базальт-андезит-дацитового и базальт-риолитового состава. С вулканизмом рифтогенной стадии генетически связаны главные промышленные медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая, составляющие основу цветной металлургии Казахстана (Cu, Pb, Zn, Au, Ag и др.). Здесь сосредоточены уникальные и крупные медно-полиметаллические месторождения: Орловское, Николаевское, Артемьевское, Риддер-Сокольное, Тишинское, Зырянское, Малеевское и др. Месторождения концентрируются в вулканических дугах с четко проявленной хронозональностью оруденения (от фронтальной части окраины к тыловой): Прииртышская D_{2,3} (Cu, Zn, Pb, Au), Лениногорско-Зырянская D₂ (Zn, Pb, Cu, Au), Белоубинско-Южноалтайская D_{1,2} (Fe, Mn, Pb, Zn).

В средней стадии (C₁-C₃), на фоне общего коллизийного сближения геоблоков Палеоазиатского океана, происходило формирование складчатых и надвиговых структур, отмечено усиление интрузивного магматизма и связанного с ним оруденения разных генетических типов.

В пределах Рудно-Алтайского и Жарма-Саур-Харатунгского террейнов образовались крупные ареалы сининверсионных интрузий сложной габбро-диорит-гранодиорит-плагιοгранитовой серии (саурский C₁ и змеиногорский C_{2,3}) комплексы. В Жарма-Сауре с этими магматитами связано медно-порфировое (Cu, Mo) и кварцевожильное золотое и золото-вольфрамовое оруденение (месторождения Кызылкаин, Шор, Чанг и др.). В Рудном Алтае в тектонически нарушенных образованиях змеиногорского комплекса проявлено Секисовское месторождение золото-теллуридной формации, а также рассеянное кварцевожильное и скарновое оруденение (Cu, Pb, Zn).

На сочленении Калба-Нарымского и Жарма-Саурского геоблоков в Чарско-Зимунайском сутурной зоне сформировались надвигово-меланжевые структуры (с протрузиями серпентинизированных гипербазитов, пластинами метаморфических

пород) и проявлено метаморфогенно-гидротермальное Au-Hg оруденение (1 группа месторождений). Магматизм здесь имел ослабленное развитие и фиксируется следующими доаболитовыми вулканоплутоническими ассоциациями: 1) андезитовой и габбро-диорит-диабазовой (C_{2,3}) и 2) риолит-дацитовой и плагиогранодиоритовой (C₃). Эти магматиты контролируются продольными глубинными разломами и образуют прерывистые региональные пояса сквозного развития, которые пересекают структуры Жарма-Саура, Калбы, Южного Алтая и далее прослеживаются до Китая. Максут-Петропавловско-Харатунгский пояс расслоенных габбро-диоритов продуктивен на сульфидное медно-никелевое оруденение (месторождения Максут, Харатунга). Западно-Калбинский и Жанан-Боко-Зайсанский плагиогранит-гранодиоритовых малых интрузий, даек и их вулканогенных аналогов сопровождаются главными золоторудными месторождениями региона: мышьяково-углеродистого и золотосульфидно-кварцевого типов (Бакырчик, Кулуджун и др.).

В Иртыш-Фуюнской и Северо-Восточной сутурах, обрамляющих Алтайский террейн, локализовались линейные пояса габбро-диорит-плагиогранитовых малых порфировых и гнейсо-плагиогранитовых интрузий (прииртышский комплекс и его аналоги) с профилирующим медно-золотым оруденением (месторождения Карчига и др.).

В позднюю стадию (C₃-T₁) в геодинамической обстановке внутриплатформенной активизации сформировались постколлизийные гранитоидные пояса редкометалльным и редкометалльно-редкоземельным оруденением, разместившись в границах литосферных блоков (Рудного и Горного Алтая, Жарма-Саура и Чарбагата, Калба-Нарыма и Рудного Алтая). Установлена закономерная пространственная приуроченность редкометалльных поясов к тектонически ослабленным зонам в континентальных блоках земной коры повышенной сиаличности. Наиболее крупный Калба-Нарымский пояс сопровождался промышленными пегматитовыми месторождениями (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn и др.), генетически связанными с гранитами калбинского комплекса P₁ (Баканное, Юбилейное, Белая и др.). В Жарма-Сауре Акбинк-Акжайляуский пояс гранитов повышенной щелочности характеризуется Zr-Nb-TR оруденением (Верхнее Эспе и др.). Тигеринский, Черневинский и Горноалтайский гранитные пояса тектоно-магматической активизации выделяются W-Mo специализацией (Экипетское, Кокколь и др.).

В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза последующей стабилизации образовались месторождения кор выветривания: (Горностаевская группа), Zr-Ti (Караоткель), Au (Жанан, Суздальское и др.).

Выявленные закономерные связи геодинамики, процессов магматизма и рудообразования явились основой прогноза рудных месторождений. Задача дальнейших исследований заключается в усовершенствовании теоретической методологии прогнозно-поисковых работ с целью перспективной оценки минеральных ресурсов для действующих предприятий горно-металлургического комплекса Восточного Казахстана.

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. №7-8. С. 8-29.
2. Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение / Щербинин Д.А., Стучевский Н.И. и др. Алматы: Гылым, 1998.-304с.
3. Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн. 2. Геологическое строение / Г.Н.,Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А. др. Алматы: РИО ВАК РК, 2000.-400с.
4. Буслев М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю. и др., Строение и эволюция сочленения Рудного и Горного Алтая. // Геология и геофизика, 2000, т. 41, №3, с. 383 — 397.

5. Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Металлогенетические особенности террейнов Большого Алтая / Вестник ВКГТУ, №4, 2002. С. 4 – 13
6. Моссаковский А.А. и др. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 1-2. С. 3-29.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ PGE-CU-NI РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И БАЛТИЙСКОГО ШИТА

О.А. Дюжиков, Е.В. Шарков

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, sharkov@igem.ru

Как известно, комплексные месторождения PGE-Cu-Ni руд наблюдаются в областях внутриплитного магматизма, где связаны обычно с расслоенными интрузивами, в том числе и силлами габбро-долеритов. Территория России не является исключением из общего правила. Крупнейшие месторождения здесь связаны с разновозрастными зонами континентального рифтогенеза на Сибирской и Русской платформах. Это относится как к уникальным месторождениям Норильского района на севере Сибири, так и крупным месторождениям Балтийского шита. Все они формировались в условиях рифтогенеза, хотя и обладают специфическими особенностями, связанными с развитием конкретных регионов. Целью работы является сравнительный анализ возникавших при этом рудообразующих систем. В основу работы положены данные авторов, полученные в результате многолетних исследований этих горно-рудных районов.

Месторождения Норильского района

Уникальные месторождения Норильского района связаны с трехлучевой системой рифтов, возникшей на начальных стадиях развития крупнейшей в мире пермотриасовой Сибирской трапповой области [1,2]. К их числу относятся Талнахское, Октябрьское, Норильск I, Восточно-Норильское. Они связаны с крупными расслоенными силлами габбро-долеритов мощностью от 100 до 220 м, в раздувах до 350 м, прослеживаемых на десятки километров и происшедших за счет пикритовых расплавов умеренной титанистости и щелочности [3, 4 и др.]. В разрезе этих интрузивов снизу вверх наблюдается переход от оруденелых такситовых габбро-долеритов к пикродолеритам, оливиновым габбро-долеритам и долеритам, нередко биотитсодержащим, до габбродиоритов и феррогаббро. Верхние части рудоносных интрузивов сложены лейкогабброидами, среди которых отмечаются участки сложного строения, включающие пикродолериты, оливиновые долериты, клинопироксениты и хромититы. Особенностью таких участков является присутствие миндалекаменных структур, а также наличие малосульфидного платинового оруденения. В нижнем эваконтате развиты мощные (до 300 м) зоны метасоматитов по подстилающим осадочным породам.

Сульфидные Cu-Ni-PGE руды представлены несколькими разновидностями: 1) вкрапленные руды, приуроченные к пикритовым и такситовым габбродолеритам; 2) массивные руды, образующие крупные залежи (мощностью до 40 м) в подстилающих метаморфических и метасоматических породах; 3) прожилково-вкрапленные руды, образующие ореолы между телами сплошных руд; 4) малосульфидные PGE руды в верхних лейкогабброидах интрузивов.

Месторождения Талнах и Октябрьское принадлежат Талнахскому, а Норильск I и Восточно-Норильское - Норильскому рудным полям. Вместе с тем, трасса Норильско-Хараерлахского разлома контролирует подавляющее большинство рудоносных гипербазит-базитовых интрузивов района и, в том числе, рядовые и забалансовые месторождения, такие как Норильск-II, Черногорское, Зубмаркшейдерское и др. Талнахское и Норильское рудные поля находятся в центральной части Норильско-Хараерлахской региональной рудообразующей системы [3]. В южной части системы расположено Южно-Норильское рудное поле, а в крайней северной - Тальминское. Последнее находится в борту Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба и максимально приближено к области первичной мантийной магмогенерации. Оно располагается в наиболее глубоких по вертикали условиях по сравнению с другими рудными полями. Геолого-геофизические материалы показывают, что по мере продвижения в южном направлении глубина локализации рудных полей снижается. Предполагается латеральное, слабо восстающее, перемещение магматического расплава с севера на юг. Подъем астеносферы и проникновение сульфидно-силикатного расплава в участки пересечения разноориентированных разломов определяют положение корневых мантийных зон, формирование магматических колонн с образованием периферических промежуточных очагов, локализацию рудоносных тел в верхних слоях платформенного чехла.

Месторождения Балтийского щита

Здесь выделяется два типа Cu-Ni-PGE месторождений, связанных с развитием разновозрастных рифтовых систем: позднепалеопротерозойские, локализованные в пределах Печенгско-Варзугской структуры на Кольском полуострове, и раннепалеопротерозойские, развитые в обрамлении крупных рифтогенных структур на Кольском полуострове и в Карелии.

Позднепалеопротерозойские месторождения Печенги связаны с небольшими синкинематическими груборасслоенными интрузивами основных и ультраосновных пород, залегающих в метаосадках "Продуктивной толщи" пильгуярвинской свиты печенгской серии. Исходными расплавами этих интрузивов являлись ферропикриты, аналогичные некоторым вулканитам в вышележащей части разреза этой серии [5]. Сульфидное Cu-Ni оруденение представлено вкрапленными, густовкрапленными, брекчиевидными и сплошными рудами. Оруденение представлено главным образом ассоциацией пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита; помимо них отмечаются также минералы платиновой группы. Вкрапленные руды характерны для центральных и верхних частей массивов, особенно Восточного рудного узла; густовкрапленные - для приподошвенных; брекчиевидные и сплошные руды приурочены к тектоническим зонам вдоль нижних эндоконтактов интрузивов и преобладают в Западном рудном узле. Судя по изотопным данным, руды имеют сложный генезис: в них присутствует как первично-магматическое вещество, так и перетолженное в результате метаморфических и метасоматических процессов [6].

Раннепалеопротерозойские PGE-Cu-Ni-Cr месторождения в крупных расслоенных интрузивах. Эти интрузивы, связанные с начальными стадиями раннепалеопротерозойского рифтогенеза, широко развиты в обрамлении рифтовых структур Балтийского щита [7]. Они образованы ритмичным чередованием $O1+C1$, $O1+Orx\pm Cr1$, $Orx\pm Cr1$, $Orx+Pl\pm Crx$, Pl , $Pig+Pig-Aug+Pl\pm TiMgt$ кумулатов и близки по строению и составу пород к классическим расслоенным интрузивам Бушвельда и Стилюотера. На Кольском полуострове они развиты в обрамлении Печенгско-Варзугского пояса и представлены Мончегорским и Имандровским комплексами, а также массивами Панских-Федоровых тундр и г.Генеральской. В российской Карелии

такие интрузивы развиты в обрамлении Восточно-Карельского пояса (Луккулайсваара, Ципринга, Кивакка) в Северной Карелии и крупнейшим в Европе Бураковским интрузивом - в Южной. Исходные расплавы этих интрузивов, в отличие от рассмотренных выше, были представлены образованиями кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии. Несмотря на общее сходство в составе пород и характере разрезов, каждый из них имеет индивидуальные особенности своего строения и рудной минерализации. Наиболее разнообразна минерализация в Мончегорском комплексе, где присутствуют как промышленные сульфидные Cu-Ni руды, так и PGE и хромититы; в Бураковском и Имандровском массивах - хромититы и PGE; в интрузиве г.Генеральской - Cu-Ni- PGE, в Федорово-Панском и Луккулайсваарском - малосульфидные PGE. Как правило, происхождение PGE-минерализации в этих интрузивах было связано с внедрением обогащенных платиноидами новых порций магмы из промежуточных очагов. Такое обогащение связывается с ассимиляцией поднимающимися высокотемпературными мантийными расплавами обогащенных платиноидами пород архейского фундамента (коматитов, черных сланцев и др.)

Обсуждение и выводы

На территории России наиболее крупные PGE-Cu-Ni месторождения связаны с зонами внутриконтинентального рифтогенеза. К их числу относятся уникальные ранне-триасовые месторождения Норильского рудного района и крупные месторождения этих металлов на Балтийском щите. Главной особенностью рудообразующих систем названных регионов является их длительное (не менее 300 млн.лет) становление, что обнаруживается в результате анализа геолого-геофизических и геолого-петрологических материалов. Структуры, контролирующие рудные поля и месторождения, были неоднократно регенерированы по разломам. В случае Норильских месторождений эти разломы были унаследованы от раннепротерозойских и позднерифейских древних рифтогенных поясов, на Балтийском же щите палеопротерозойские рифтовые зоны развивались на протяжении по крайней мере 600 млн.лет и во многих случаях наследовали структуры позднеархейских зеленокаменных поясов. Из этого следует, что геологические структуры, контролировавшие рудные поля и месторождения, были неоднократно регенерированы, и рудное вещество повторно вовлекалось в рудообразующие процессы, давая начало месторождениям следующего поколения.

Таким образом, в областях внутриконтинентального рифтогенеза, обязанных своим происхождением подъему мантийных плюмов и суперплюмов, как в фанерозое, так и в раннем докембрии, возникали крупные магматические рудообразующие системы, в которых происходило многократное концентрирование типичных для деплетированной верхней мантии рудных элементов: PGE, Ni, Co, Cu и Cr.

Литература

1. Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 1985. Т.27. № 3. С.18-33.
2. Дюжиков О.А. Металлогения траппов Сибирской платформы / в кн. Траппы Сибири и Декана. Новосибирск: Наука, 1991, с.73-97.
3. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин В.М. и др. Геология и металлогения Норильского региона. М.: Наука, 1988, 279 с.
4. Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al.) Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, north Central Siberia // Int. Geol. Rev., 1996. V.38. P.99-135.
5. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгского палеорифта. Апатиты, Изд. КНЦ РАН, 1995, 256 с.
6. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. Тр. ИГЕМ РАН, Новая серия, вып.2. М.: ГЕОС, 1999, 236 с.
7. Sharkov E.V., Smolkin V.F. Palaeoproterozoic layered intrusions of the Fennoscandian Shield: a review // Trans. Inst. Mining and Metallurgy, Sect.B. Appl. earth sci., 1998. V. 107. P B23-B38.

ВЛИЯНИЕ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИХ СУБДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ИЗМЕНЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

П.Г. Дядьков *, Н.Н. Полешко **, Н.А. Калмыкова **, А.Н. Ли **, А.В. Тихомиров ***,
Л. А. Назаров ****, Л.А. Назарова ****

* Новосибирск, Институт геофизики СО РАН

** Алма-Ата, Сейсмологическая Опытно-Методологическая Экспедиция МОиН
Республики Казахстан

*** Алма-Ата, Институт сейсмологии МОиН Республики Казахстан

**** Новосибирск, Институт горного дела СО РАН

Изучение изменений во времени напряженно-деформированного состояния земной коры необходимо для решения достаточно широкого круга задач геодинамики и сейсмологии: начиная от исследования источников таких изменений и заканчивая использованием этих данных для среднесрочного прогноза землетрясений.

Выделение региональной составляющей подобных изменений коровых напряжений и деформаций во времени является достаточно сложной задачей, решение которой требует наличия данных геофизического и геодезического мониторинга для больших территорий и специальных методов анализа.

Следует отметить, что отмеченная выше проблема является во многом неизученной. Априори предполагалось, что на региональном уровне изменения этих параметров достаточно стабильны во времени и наблюдаемые вариации в основном связаны с местными геодинамическими процессами.

Однако, обнаружение не так давно эпизода сжатия в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), который имел место в 1992-1993 годах, показало, что региональные временные изменения напряжений и деформаций в земной коре могут быть достаточно интенсивными. В БРЗ, где в центральной части явно преобладает наличие сбросовой компоненты смещений на разломах, во второй половине 1992 г. и первой половине 1993 г. число нетипичных для этого района землетрясений со взбросовой компонентой подвижки достигало 80 % [1]. В последующие же 2 года (1994 и 1995 г.г.) землетрясения в Байкальском регионе имели только сбросовые компоненты подвижек в очагах землетрясений.

Для выделения эпизода сжатия использовались данные тектономагнитного мониторинга, данные об изменении механизмов очагов землетрясений во времени, результаты деформографических и GPS – наблюдений [1, 2].

Кроме этого, было показано, что наиболее вероятным источником этих изменений являлся процесс накопления упругой энергии в районе Западно-Тихоокеанской зоны субдукции, вблизи Амурской плиты, и ее последующего высвобождения посредством сильнейшей сейсмической активизации в 1993-1995 гг.

Весьма интересным представлялось проследить, наблюдалось ли проявление таких аномальных изменений в более удаленных от зоны субдукции областях Евразийской плиты.

С этой целью было предпринято выделение региональной составляющей изменений напряженно-деформированного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий [3]. Для этого использовались результаты сейсмологических и деформографических наблюдений, выполняемых Сейсмологической опытно-методической экспедицией МОиН Республики Казахстан.

Анализ изменений во времени процента количества землетрясений со взбросовой компонентой подвижки в очаге к общему количеству землетрясений

(N_{th} / N_{sum}), для которых определялся механизм очага показал, что при осреднениях по 6 месяцам этот процент меняется в пределах от 40 до 80-90 % как при анализе данных всего региона, так и отдельных территорий. При этом минимальное значение приходится на 1994 год, после которого оно постепенно растет, достигая 75-80 % в 2000 году.

Достаточно резкое падение этого параметра как в целом для рассматриваемого региона Северного Тянь-Шаня, так и для отдельных его участков, началось приблизительно в середине 1993 года. Именно в это время в Байкальском регионе наблюдалось окончание эпизода сжатия, а в районе Западно-Тихоокеанской субдукции началась мощная активизация сейсмического процесса.

По нашему мнению, синхронность начала самого сильного изменения этого параметра на разных участках свидетельствует о региональной природе источника и может быть связана с началом процесса снятия упругой энергии в зоне Западно-Тихоокеанской субдукции посредством разрушения «зацепов» между Евразийской и Тихоокеанской плитами.

Данные мониторинга изменений напряженного состояния земной коры по механизмам очагов землетрясений подтверждаются данными измерений деформаций, регистрируемыми деформографами на станциях Тургенъ и Курты.

На станции Тургенъ по направлению СЗ с весны 1993 года наблюдалось увеличение растяжения, а в перпендикулярном направлении (СВ) – его уменьшение. На станции Курты, начиная с весны 1994 года, растяжение усилилось в направлении З-В. Кроме этого, с 1993 года наблюдалось увеличение сезонных амплитуд.

Один из наиболее важных выводов данной работы заключается в том, что влияние процессов Западно-Тихоокеанской субдукции (наряду с неоспоримым и еще более сильным влиянием Индо-Евразийской коллизии) наблюдается не только в Восточной Сибири (Байкальский регион), но и на гораздо больших расстояниях от нее – фактически в центре Евразийской плиты. Несомненно и то, что это явление оказывает влияние на развитие сейсмического процесса в этих внутриконтинентальных районах. В данном случае, уменьшение сжимающих напряжений в 1994 году могло снизить сейсмическую активность Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий, тогда как в районе Байкала, наоборот, ее увеличить, что и наблюдалось в 1994-1995 годах.

Экспериментальные данные подтверждаются результатами численного моделирования, выполненного нами как на двумерной, так и на объемной моделях Центральной Азии и его окружения. Модели учитывают блоковое строение и реологическую неоднородность как самих блоков, так и разломных нарушений их ограничивающих.

Работа поддержана грантом РФФИ 03-05-65418, программой Специализированных отделений РАН 6.5, программой Президиума РАН 13.12 и Интеграционным проектом СО РАН № 101.

Литература

1. Дьяков П.Г., Мельникова В.И., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Саньков В.А. Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение в 1992-1996 гг. // ДАН, 2000, т. 372, № 1, с. 99-103.
2. Дьяков П.Г., Мельникова В.И., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Саньков В.А. Сейсмотектоническая активизация Байкальского региона в 1989-1995 годах: результаты экспериментальных наблюдений и численное моделирование изменений напряженно-деформированного состояния // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 3, с. 373-386.
3. Дьяков П.Г., Полешко Н.Н., Тихомиров А.В., Калмыкова Н.А., Ли А.Н. Региональные изменения напряженно-деформированного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Материалы международной конференции «Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия», Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 283-285.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ОБРАЗОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.А.Ермаков

Москва, Институт физики Земли РАН, ermak@uipe-ras.scgis.ru

В большинстве современных гипотез островные дуги (ОД) рассматриваются как структуры, в которых формируется континентальная кора. В дискуссии о типе новейших тектонических движений ОД наиболее интересна парадоксальная идея о том, что в ОД происходит орогенез в условиях преимущественного прогибания [1]: ОД поднимаются, но одновременно с этим в задуговом бассейне развивается прогрессирующий тафрогенез, который сводится к океанизации. Решение этого парадокса привело автора к формулированию концепции эскарпогенеза. Хотя орогенная гипотеза оказалась более аргументированной, чем другие, принятая ныне типизация дуг, например, на молодые или примитивные, переходные зрелые, целиком заимствована из концепции молодых геосинклиналей. Второе важное наследие геосинклинальной гипотезы, это – отождествление понятий островная и вулканическая дуга. Использование тектоникой плит (ТЛП) этих двух фундаментальных положений – нонсенс, поскольку именно ТЛП дает основания для их критики и отрицания. Так, почти для всех полуостровных (микроматериковых) структур ТЛП постулирует определяющую роль террейнов в формировании фундаментов и заложение современных дуг в позднем плиоцене или в миоцене (например, на Камчатке, Японии, Аляске и т.д.). Ясно, что палеодуги самих террейнов, образованные на значительных расстояниях от их современного положения, не имеют отношения к современным дугам и не составляют с ними эволюционной серии. Когда мы классифицируем некоторые предметы, находящиеся на столе, для нас не имеет значения, как составлен сам стол, поскольку он может быть заменен любой другой поверхностью. Для современных вулканических дуг (ВД) коллаж террейнов, хотя бы и палеодуг, не более, чем фундамент. С другой стороны, очевидно, что полуостровные или островные структуры Камчатки, Аляски, большей части Японии, Новой Гвинеи, Явы и Суматры не являются ОД; они отделяются от материков шельфовыми морями и не имеют в своем тылу глубоководных бассейнов. На этих территориях материкового строения имеется только ВД. Отождествление ОД и ВД в геосинклинальной гипотезе имело определенный смысл, поскольку отражало эволюционный процесс перманентно возникающих (*in situ*) ВД меняющегося состава и с меняющимися парагенезисно осадочных формаций. В ТЛП говорить о длительной эволюции ВД не корректно, поскольку палеодуги фундамента и современные ОД разобщены в геологическом пространстве.

В настоящее время хорошо известно, что примитивные дуги, типа Идзу-Бонин, Марианской, Тонга-Кермадек и др., - довольно древние; начало их формирования над зонами субдукции относится к эоцену. Специальное бурение на континентальном склоне ОД Тонга показало его опускание на 5км за последние 45 млн. лет; вулканы этого возраста имеют состав кварцевых риолито-дацитов [11]. Таким образом, вопреки тому, что нам известно как общезначимая истина, мы приходим к иному выводу, что наиболее зрелыми дугами являются как раз те, которые ранее характеризовались как молодые или примитивные. В этих дугах за весь кайнозой образованы ничтожные объемы континентальной коры. Скорее всего, континентальная кора в них исчезает, океанизируется. Остров Яп с выходом базальтовой коры на поверхность может быть примером такой далеко зашедшей океанизации. Если считать, что эти наиболее

древние дуги являются производными зон субдукции, заключаем, что субдукция здесь не выполняет своей функции – не приводит к образованию континентальной коры.

В последние годы ряд авторов акцентирует внимание на аккумулятивной природе дуг, одновременно с этим задуговые бассейны, известные как образованные при рассеянном спрединге, переводятся в тип «отгороженных» бассейнов. К таковым относятся Алеутская, Курильская, Марианская, Тонга-Кермадек ОД (энсиматические). Гипотеза аккумулятивных дуг ущербна в связи с многочисленными (как геофизическими, так и вещественными) свидетельствами «гранитного слоя» в фундаменте ОД. В связи с выделением в последние годы плиты Кула на месте Охотского моря (что возможно лишь при условии, что Курильская ОД является аккумулятивной структурой), специально отмечу многочисленные факты присутствия континентальной коры в Курильской дуге [2,4,7,9]. В ОД мы нигде не находим свидетельств глубокого и последовательного прогибания под влиянием веса вулканических пород, например, такого, как в компенсированных осадочных бассейнах. В разрезах ОД выше уровня моря фиксируется два-три несогласия. Вулканизм сопровождается процессом относительного поднятия, а не погружения. Серьезное общее противопоставление аккумулятивной гипотезе следует из работ Дж. Паккэма, Д.Фалви, Б.Парсона, Дж. Слейтера, установивших зависимость между возрастом задуговых бассейнов, их площадью (или шириной) и глубиной. Два последних параметра взаимозависимо увеличиваются с течением геологического времени, т.е. самые глубокие и самые обширные впадины (или задуговые бассейны) – самые древние. Таковы Филиппинская, Тасманова, Сикоку и Алеутская котловины; их возраст более 60 млн. лет. Соответствующие ОД также самые древние. Но древние аккумулятивные дуги, согласно ТЛП, должны дать максимальный прирост площади новообразованной континентальной коры; глубина морей будет также уменьшаться за счет накопления осадков на океанском ложе. За счет этого площадь смежных «отшнурованных» бассейнов должна уменьшаться со временем. На самом деле, как отмечено, установлена прямо противоположная тенденция. Это несоответствие обусловилось автором [8,10].

Лишь в одной из известных ныне гипотез авторы (В.Н.Москалева, Е.Т.Шаталов) обращают внимание на процессы тектонической активизации и деструкции в ОД. Индикатором деструкции являются базальт-андезитобазальтовые формации, широко развитые во многих ОД. Этот индикатор наряду с другими признаками растяжения (системы грабенов и наполняющие их грубые молассы) автор использовал при выделении Курило-Камчатской рифтовой системы [5,7]. По проявлениям базальт-андезитобазальтовых формаций выявлен ряд пульсаций растяжения: средний миоцен (~12-15 млн. лет), ранний плиоцен ($\leq 3-4$ млн. лет), граница эоплейстоцена и плейстоцена (~0.7 млн. лет, голоцен (0-0.01 млн. лет).

Разделение понятий «вулканическая» и «островная» дуга позволяет внести ясность как в сами эти определения, так и в особенности образования и эволюции ОД. *Вулканическая дуга – это литодинамический комплекс*, т.е. некоторое формационное тело определенного состава, возраста, пространственного положения; функция ВД - накопление вещества. *Островная дуга – это тектонотип*, т.е. гетерогенный вещественный комплекс, не обязательно вулканический, отражающий особенности тектонических движений островной суши; функция ОД – формирование морфотектонической структуры. Тектонотип определяется методами тектоники (а не петрологии) при изучении характера деформаций и поверхностей несогласий; влияние аккумулятивной структуры, т.е. собственно ВД, при этом снимается. Критерием выделения ОД является наличие задугового глубоководного бассейна: нет бассейна – нет дуги, они образуются синхронно и парагенетически связаны. Историко-

геологический анализ ОД показывает, что площадь и поперечник ОД, а следовательно, и объем островного поднятия со временем постоянно уменьшается; в продольном же сечении ОД остается сравнительно устойчивой. Шельфы дуг опускаются на глубины аваншельфов и далее – в область глубоководных впадин. Так, за плиоцен и ранний плейстоцен поперечник Курильской ОД сократился в 5-7 раз. Выявлены обширные опускания континентального склона всех ОД. Опускание склонов ОД: Идзу-Бонин, Марианской и Тонга с позднего эоцена оценивается в 5-6 км, Японии, в районе Хонсю, - с миоцена в 3-5 км, Курильских островов – 4 км, Камчатки – 3-4 км за плио-плейстоцен. Обширные опускания, установленные бурением на дуге Рюкю оцениваются в 5-12 км, начиная с палеоцена – в районах Восточно-Китайского моря и с позднего миоцена в районах трога Окинава и прогибов фронтальных частей ОД. В основании прогибов залегают палеозойские и мезозойские породы [6]. Обширные опускания эпиконтинентальной суши отмечены в регионе Молуккских островов и Филиппин, Кораллового моря. На подводной возвышенности Бородино обнаружены остатки «гранитного слоя» и реконструирована древняя континентальная суша Курошио. Для нас особенно интересна тектоническая эволюция хребта Кюсю-Палау, который обладает всеми признаками палеоостровной дуги. Эта дуга испытала быстрое погружение в конце олигоцена-миоцене на глубины, достигающие 1 км. Таким образом, ОД с течением времени уменьшаются, а смежные впадины за их счет расширяются.

Этот процесс одновременного опускания бортовых частей ОД и поднятия остаточной суши автор назвал эскарпогенезом [4,8,10]. Хотя в ОД и наблюдается ассоциация поднятий и верхних моласс, эти структуры нельзя назвать орогенами, поскольку в них объем поднятия со временем убывает. ОД – это остаточная эпиконтинентальная суша или гигантский сдвоенный эскарп между расширяющимися и опускающимися впадинами океана и задугового бассейна. Морфологию, возраст, особенности развития эскарпов определяют соседние впадины. Палеогеографический анализ позволяет отличить орогенез от эскарпогенеза по их конечному результату: в первом случае это – формирование горной страны, во втором – исчезновение поднятий, погружение ОД под уровень моря. С деструктивным процессом, который эпизодически захватывает ОД, связаны фазы абразии, выравнивания рельефа ОД и формирование платобазальтов. Эскарпогенез, наоборот, отражает фазы подъема остаточной суши и формирования дифференцированных и контрастных вулканических формаций.

Изложенные данные показывают, что переходная зона в районах развития ОД является ареной деструкции и океанизации. Вероятные механизмы океанизации рассмотрены [8,10]. Факты свидетельствуют о том, что ОД не являются структурами, в которых формируется континентальная кора. Влияние вулканизма в ОД, по крайней мере базальтового, выносящего наверх мантийный материал, подавляется тектоническим процессом, способствующим океанизации.

Литература.

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. Москва, Недра. 1982.150с.
2. Ермаков В.А. Новые находки гранитоидов на Курильских островах.// ДАН СССР, 1989, т.305, №4. С.938-943.
3. Ермаков В.А. Способ образования Курильской островной дуги.// ДАН СССР, 1990, т.315, №3 с.674-678.
4. Ермаков В.А. Образование и эволюция Курильской островной дуги (новая геологическая концепция)// Результаты комплексного изучения тектоносферы. Москва, ИФЗ РАН, 1993, с.83-116.
5. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. //Вестник МГУ, сер.геол., 1974. №3, с. 3-20.
6. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток, 1992.140с.

7. Очерки тектонического развития Камчатки. Москва, Наука. 1987. 248с.
8. Проблемы глобальной геодинамики. М., ГЕОС. 2000. 246с.
9. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М. Наука, 1976. 240с.
10. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.,ИФЗ, 2002. 236с.
11. Clift P.D., MacLeod C.J. Slow rates of subduction erosion estimated from subsidence and tilting of the Tonga forearc. //Geology; May 1999; v.27; no.5; p.411-414.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА И НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ

Л.Я. Ерофеев, В.И. Исаев

Томск, Томский политехнический университет, isaev_sah@mail.ru

Можно считать общепризнанным решающее значение температуры как фактора катагенеза, термическая история материнских пород выступает самым важным фактором образования нефтидов, а палеотемпературный критерий является наиболее эффективным при прогнозе нефтегазоматеринских пород. Ниже рассматривается метод палеотемпературного моделирования для прогноза материнских пород на регионально-зональной и поисковой стадиях изучения осадочного бассейна, позволяющий рассчитывать температуры в осадочном разрезе на любой момент геологического времени.

Метод исследований

Метод исследований реализуется компьютеризированной технологией палеотектонических реконструкций, собственно палеотемпературного моделирования и идентификации в осадочном разрезе материнских пород.

Алгоритм реконструкций основывается на «методе выравнивания профилей» [3]. Исходной основой является геоплотностный разрез [2]. Для его перестроения на момент времени t начала накопления любой стратиграфической единицы, обособленной плотностными границами в современном разрезе, используются эмпирические зависимости плотности разновозрастных отложений от глубины

$$\sigma(Z) = B_1 - B_2 \cdot \exp(-B_3 \cdot Z), \quad (1)$$

где коэффициенты B_1 , B_2 , B_3 соответствуют значению минеральной плотности, величине пористости неуплотненных осадков, интенсивности воздействия фактора геологического времени. Палеомощности на гипсометрической отметке Z определяются

$$h_i = ((2 \cdot B_1 - 1) - \sigma(Z)) / ((2 \cdot B_1 - 1) - \sigma) \cdot h, \quad (2)$$

где σ – плотность пород свиты в современном разрезе, h – мощность свиты в современном разрезе. Палеомощности, с учетом размытой части, эффекта уплотнения при погружении и необратимости уплотнения, и соответствующие интервалы геохронологической шкалы определяют скорости осадконакопления v стратиграфических комплексов.

Схема расчета палеотемператур состоит из двух этапов. На первом этапе по современному распределению температур в скважинах T рассчитывается тепловой поток через поверхность подстилающего основания q , то есть решается обратная задача геотермии. На втором этапе с известным значением q решается прямая задача геотермии – непосредственно рассчитываются палеотемпературы U в заданных точках Z осадочной толщи в заданные моменты геологического времени t .

Процесс распространения тепла в слоистой осадочной толще описывается начально-краевой задачей для уравнения

$$\frac{\lambda}{a} \cdot \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left(\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \right) = f, \quad (3)$$

где λ – теплопроводность, a – температуропроводность, f – плотность внутренних источников тепла, с крайвыми условиями

$$U|_{Z=\epsilon} = 0, \quad (4)$$

$$-\lambda \frac{\partial U}{\partial Z} \Big|_{Z=0} = q \quad (5)$$

где $\epsilon = \epsilon(t)$ – верхняя граница осадочной толщи. Осадочная толща описывается мощностями стратиграфических комплексов h_i , для каждого из которых заданы теплопроводность λ_i , температуропроводность a_i , плотность радиоактивных источников f_i и скорость осадконакопления v_i . Поток q при решении обратной задачи определяется из условия

$$\sum_{i=1}^{k_1} (U(Z_i, t, q) - T_i)^2 \xrightarrow{q} \min \quad (6)$$

Максимальные рассчитанные палеотемпературы в каждом стратиграфическом комплексе и температурная градация зон катагенеза интенсивной генерации и эмиграции УВ позволяют прогнозировать присутствие в разрезе материнских пород газа первой генерации – 50-900С (МК¹); нефти – 90-1300С (МК²); газа второй генерации и газоконденсата – 130-1900С (МК2-МК3); более 1900С – разрушительные для УВ температуры. Принята шкала катагенеза и температурной зональности процессов нефтегазообразования [1], базирующаяся на балансовой модели катагенеза.

Ниже приводятся результаты исследований термической истории осадочного разреза западного борта Лунской впадины Сахалина, выходящей через транзитную зону на присахалинский шельф, и осадочного разреза восточной части Нижневартовского свода Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Исследование факторов максимума палеотемператур Лунской впадины

Исследования проводились для палеогеновых отложений в интервале глубин 2700-3100 м. Рассчитывались палеотемпературы в литостратиграфической колонке, вмещающей Полярнинскую скважину 1. Скважина расположена в контуре разведываемого нефтяного месторождения, приуроченного к борским отложениям нижнего миоцена. Исходное («нормальное») значение теплового потока из основания было рассчитано по данным термокаротажа решением обратной задачи геотермии – 0.042 Вт/м². Целевыми параметрами исследований являлись максимум палеотемператур средней части палеогеновой толщи и время его проявления.

По результатам исследований наиболее существенными факторами, влияющими на величину максимума палеотемпературы, являются: величина плотности теплового потока из основания (прямая линейная зависимость); теплопроводность отложений, непосредственно перекрывающих палеогеновые осадки (чем больше теплопроводность, тем меньше максимум; нелинейная зависимость); плотность радиоактивных источников в осадочных отложениях (при «нормальных» параметрах разреза их вклад составляет порядка 10 %; прямая линейная зависимость); мощность осадочного чехла (прямая линейная зависимость); скорость осадконакопления, при ее величинах в 5-10 раз превышающих «нормальную» (обратная нелинейная зависимость); наличие размывов перекрывающих отложений, которые приводят к охлаждению осадочного чехла.

Наиболее существенными факторами, влияющими на время проявления максимума палеотемпературы, являются: теплопроводность перекрывающих

отложений (чем больше величина теплопроводности, тем раньше достигается максимум палеотемператур); скорости осадконакопления (чем больше скорость осадконакопления, тем позже достигается максимум палеотемпературы); наличие размытов перекрывающих отложений, которые могут обуславливать абсолютный и несколько относительных максимумов палеотемпературы в геологическом прошлом.

Прослежено изменение мощностей стратиграфических комплексов в течение тектонической истории впадины под воздействием уплотнения при погружении и эрозии. Это дает представление о сложной и не всегда очевидной термической истории осадочного бассейна, тесно связанной с тектонической историей осадочного чехла.

Термическая история юрско-меловых отложений показывает, что отложения в районе скважины уже в период их накопления длительное время (около 30 млн. лет) достигали порога образования раннекатагенетического газа. Определенная часть УВ-потенциала меловых отложений могла быть реализована в виде газовых залежей допалеогенового возраста (до палеоцен-эоценовой эрозии).

Анализ условий генерации углеводородов Нижневартовского свода

Палеотектонические реконструкции и палеотемпературное моделирование выполнены для разреза поисково-разведочных скважин на Малореченском локальном поднятии. Малореченская скважина 1 вскрыла палеозойские порфириды на глубине 2664 м. Промышленные притоки нефти получены из интервала 2448-2457 м в песчаных пластах васюганской свиты, пластовые температуры флюида – 88-900С. По значениям пластовых температур в Малореченской скважине 1 решением обратной задачи геотермии рассчитан тепловой поток 0.052 Вт/м^2 .

Далее, используя рассчитанную величину теплового потока из основания, смоделированы распределения температур в разрезе на моменты начала и завершения формирования каждой 21 свиты (толщи) мезозойско-кайнозойского возраста и триасовой коры выветривания.

По результатам палеотектонического и палеотемпературного анализа сделаны следующие выводы: условия для газогенерации в продуктивных юрских отложениях наступили на рубеже позднего и раннего мела (альб-сеноман), после формирования покурской свиты, при общей мощности мезозойских осадков 1700 м; условия для генерации нефти в юрских отложениях наступили на рубеже олигоцен-миоцен, после формирования некрасовской свиты, при общей мощности мезозойско-кайнозойских осадков 2600 м; катагенетическая ГЗН своей большей частью расположена в коре выветривания и толще палеозоя.

Заключение

Представляется, что принятая в работе геотемпературная модель (3)-(5) и (1)-(2) является средством количественного учета воздействия на созревание ОВ комплекса факторов динамической системы. Через теплопроводность, температуропроводность и удельную радиоактивную теплогенерацию учитывается литология вмещающих толщ. Поэтому максимальные геотемпературы являются интегральным признаком для прогнозирования пород с разной степенью катагенетической зрелости ОВ, зон интенсивной генерации УВ и их преимущественного фазового состояния.

Есть еще один важный прогностический аспект - сингенетичность созревания ОВ материнских пород и формирования структурных планов площадей нефтегазосбора и локальных ловушек. Поэтому при построении палеоструктурных карт и анализе площадей нефтегазосбора, палеотектоническом анализе локальных структур в отложениях различного стратиграфического уровня необходимо учитывать время генерации УВ, обусловленное термодинамическим режимом осадочного разреза.

Литература

1. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженовской свиты) // Геол. и геофиз., 1997, №6, с.1070-1078.
2. Исаев В. И. Прогноз материнских толщ и зон нефтегазоаккумуляции по результатам геоплотностного и палестемпературного моделирования // Геофизический журнал, 2002, № 2, с. 60-70.
3. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа – М: Недра, 1984, 80с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

А.М. Жарков, В.В. Шиманский

Санкт-Петербург, Всероссийский нефтяной научно-исследовательский институт
(ВНИГРИ), e-mail: ins@vnigri.spb.su

Закономерности развития разрывных нарушений важны для нефтяной геологии, поскольку формирование различного типа ловушек УВ в значительной мере обуславливается проявлением дизъюнктивной тектоники. Помимо этого, разрывные нарушения образуют систему блоков, которые формируют внутреннюю структуру осадочного чехла, влияя на распределение фаций и, соответственно, на коллекторские свойства резервуаров.

Совокупность действия различных сил на породы осадочного чехла платформ приводит к формированию определенной системы нарушений. Эмпирически установлено, что нарушения, формирующие разномасштабные блоки, образуют близкие к прямоугольным сетки. Считается, что прямой угол сочленения нарушений энергетически наиболее уравновешен. Следовательно, для отражения пространственных закономерностей развития дизъюнктивной тектоники целесообразно оперировать не отдельными нарушениями, а системами нарушений, сочленяющимися под углом близким к прямому.

Современные геофизические методы изучения осадочных толщ (высокочастотные грави- и магнитометрия, сейсморазведка 3Д) позволяют достаточно детально установить характер структуры отдельных поверхностей чехла платформы, а последовательное прослеживание изменений выделенных систем нарушений от одной поверхности к другой дают возможность установить закономерности развития разрывных нарушений в осадочных толщах.

В качестве первого объекта для изучения закономерностей развития разрывных нарушений выбрана наиболее изученная бурением и геофизическими методами территория Федоровского месторождения, приуроченная к центральной части Сургутского свода Западно-Сибирской плиты. На этой территории анализировались следующие поверхности: доюрский фундамент (отражающий горизонт А), кровли тюменской свиты (отражающий горизонт Т), баженовской свиты (отражающий горизонт Б), кашайской пачки (отражающий горизонт М) и современная поверхность района. Для всех изучаемых объектов использовался одинаковый шаг изогипс. По выше перечисленным структурным поверхностям выделялись линеаменты, сопоставляемые с возможными зонами дизъюнктивных нарушений. Под линеаментами понимается линейный участок сгущения изогипс, отражающий перегибы рельефа анализируемой поверхности. Системы выделенных линеаментов исследовались по направленности простирания и интенсивности проявления дизъюнктивной тектоники (линеаментов). Первый параметр рассчитывался как угол между простиранием линеаментов и направлением на север, а второй – как суммарная длина нарушений в миллиметрах.

Полученные статистические данные позволяют провести следующую интерпретацию:

– наиболее древняя система с простиранием нарушений 170° и 80° прослеживается от поверхности до юрского фундамента до кровли среднетриасового–среднеюрского структурного яруса (кровля тюменской свиты) где зафиксирована в слабо трансформированном виде – 160° – 75° . Второстепенная система нарушений, выделенная по поверхности до юрского фундамента – 110° и 25° , видимо, отражает более ранние тектонические процессы. В свою очередь второстепенная система нарушений по кровле тюменской свиты (ОГ Т) – 80° – 10° является наложенной из мелового этапа геологического развития, поскольку там она выступает как основная и прослеживается для ОГ Б и ОГ М;

– зафиксированная по баженовским отложениям и по кровле кошайской пачки основная система нарушений – 90° и 5° , видимо, являлась доминирующей в период келловей–палеоценового структурного яруса;

– выделенная как второстепенная система простирания линейментов 135° – 25° для баженовской свиты (учитывая принятый шаг расчета углов простирания линейментов равный 10° вышеприведенные системы выделяются как одна) является основной для эоцен–четвертичного структурного яруса;

Обобщая в целом полученные статистические материалы, можно констатировать, что выделенные основные системы линейментов (нарушений) действуют на протяжении одного тектонического яруса, прослеживаясь в качестве второстепенных систем нарушений в соседних тектонических ярусах.

Для проверки полученных результатов был выбран район Степноозерского месторождения, приуроченного к зоне сочленения Южно-Татарского свода и восточного борта Мелекесской впадины на территории Восточно-Европейской платформы. Как показывает структурно-формационный анализ, осадочный чехол Восточно-Европейской платформы разделяется на три структурных яруса: нижний – терригенный (преимущественно морского генезиса) имеет возраст от рифея до кембрия, средний (карбонатный) продолжительностью от ордовика до перми и верхний – терригенный (преимущественно континентального генезиса) включающий отложения с триасового до четвертичного периода.

На рассматриваемой нами Степноозерской площади продуктивными являются отложения относящиеся к среднему (карбонатному) структурному ярусу, следовательно, мы вправе ожидать преобладающее развитие двух систем нарушений: первой (основной) – развитой непосредственно в карбонатном структурном ярусе и второй – унаследованной от нижележащего терригенного яруса.

Дизъюнктивная тектоника Степноозерской площади изучалась по структурным картам по кровле каширского, верейского, башкирского и бобриковского горизонтов, выполненным по материалам сейсморазведки ЗД и глубокого бурения.

Анализ простирания линейментов для каширского горизонта позволяет выделить две системы: первая 5° – 85° , вторая 45° – 130° . Судя по количеству нарушений и по интенсивности (суммарной длине линейментов) проявления, превалирующей является первая система предполагаемых нарушений, а вторая выступает как второстепенная (сопутствующая). Аналогичная процедура для верейского горизонта позволяет выявить основную систему нарушений 45° – 140° и сопутствующую 5° – 85° . Для башкирского и бобриковского горизонтов так же выделяются по две системы линейментов, в первом случае в качестве основной выступает система 5° – 85° , а второстепенной является 40° – 145° , во втором – 5° – 95° , а сопутствующая 35° – 120° . Если обобщить расчеты по четырем приведенным горизонтам, то в каменноугольный период существовала основная система нарушений 5° – 85° и сопутствующая 40° – 135° . Выделение систем

предполагаемых нарушений осуществлялось по принципу устойчивости проявления. Непосредственно каменноугольной, видимо, является система 5°–85°, а сопутствующая система предполагаемых нарушений, унаследована от подстилающего структурного яруса.

Таким образом, проведенный анализ позволяет говорить об унаследованном характере развития дизъюнктивной тектоники в пределах структурного яруса и о влиянии тектонических напряжений смежных структурных ярусов, которые формируют сопутствующие системы нарушений действующие только на соседний структурный ярус осадочного чехла.

Помимо структурных особенностей процесс развития разрывных нарушений характеризуется степенью интенсивности проявления (количеством нарушений) во времени. Этот аспект развития дизъюнктивной тектоники можно изучать как прямыми методами, так и косвенными. Рассмотрим на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ применение опосредованного подхода к изучению развития процесса проявления разрывных нарушений. На Сибирской платформе, так как и на Восточно-Европейской выделяется три структурно-формационных комплекса, только возрастные диапазоны выделяемых структурно-формационных комплексов отличаются.

Разнообразие формаций, фаций, а следовательно и основных литотипов пород является показателем интенсивности проявления дизъюнктивной тектоники. Под основным литотипом понимается порода, составляющая не менее 5 % от состава структурно-формационного комплекса которому она принадлежит. На Сибирской платформе в обозначенных комплексах выделяются следующие литотипы пород:

– терригенный: конгломерат, гравилит, песчаник, алевролит, аргиллит, базальт, туф, туффит, уголь;

– карбонатный: карбонат, соль;

– базальный: гравилит, песчаник, аргиллит, карбонат.

Отсюда тектоническая активность по отдельным комплексам выразится отношением 9: 2: 4.

На Восточно - Европейской платформе соответственно:

– песчаник, алевролит, аргиллит, уголь;

– карбонат;

– гравилит, песчаник, алевролит, аргиллит.

Отсюда интенсивность проявления тектонической активности будет составлять 4:1:4.

Проведенный расчет позволяет выделить наиболее тектонически активные периоды развития древних платформ. К ним относится время формирования базального и терригенного структурно-формационных комплексов. Время накопления карбонатного комплекса будет отвечать "тектонической паузе".

Таким образом, прямым изучением проявления разрывных нарушений на эталонных объектах в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты и Восточно-Европейской платформы установлено, что время жизни превалирующей системы нарушений соответствует структурному ярусу с плавным затуханием в последующем структурном ярусе.

Косвенными методами на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ показано изменение интенсивности процесса проявления разрывных нарушений во времени, выраженное в соотношении интенсивности 4:1:3 снизу вверх по отдельным структурным ярусам осадочного чехла.

ДИЗЬЮНКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

А.В. Жидков, Л.А. Насонова, А.И. Попов, Н.В. Харин
Тюмень, Сибирский Научно-Аналитический Центр, sibnac@sibnet.ru

Выделение сбросов и других разрывных нарушений в осадочном чехле и фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы или плиты, как ее раньше называли, имеет длительную и неоднозначную историю. Первые достоверные дизъюнктивы были описаны на Русском нефтегазовом месторождении В.Т.Слепцовым в 1969 году [1]. Разлом амплитудой более 200 м рассекал сеноманскую залежь. Позднее на основании сейсморазведки было показано, что этот разлом консеквентный и имеет амплитуду по кровле палеозойского фундамента около 1 000 м [2]. По материалам бурения позднее разломы были выделены на Западно-Мессояхском, Комсомольском, Уренгойском и других месторождениях, а также на ряде крупных поднятий и моноклиналей [3 и др.]. Благодаря сейсморазведке ОГТ картирование дизъюнктивов осуществлялось местами в трехмерном пространстве [4].

Более интенсивно разломы выделялись по гравимагнитным данным, материалам сейсморазведки КМПВ и ГСЗ, а также на основе космодешифрирования. Установлено, что дизъюнктивы, выделенные разными методами, плохо совпадали даже в региональном плане. Кроме того, появилось направление, в котором дизъюнктивы стали выделять произвольно даже там, где их нет. Так, в недавней монографии [5] описывается методика, как из пликативного варианта структурной карты сначала выделять линейменты, потом их переименовывать в дизъюнктивы, а затем их же систематизировать. Мы полагаем, что наиболее достоверные дизъюнктивы отображены на коллективных структурных картах для всей Западной Сибири по подошве чехла, по кровле батского яруса (кровля тюменской и малышевской свит), по отражающему горизонту «Б» (кровля баженовской свиты) и по отражающему горизонту «Г» (подошва кузнецовской свиты). Но они не дают представления о типах разломов.

Описание дизъюнктивов имеется в ряде монографий СНИИГИМС (1971). По неотектоническим разломам важны публикации И.П. Варламова, П.П. Генералова, И.Л. Кузина, М.И. Мишульского и др. Целые системы разломов недавно описаны по Усть-Енисейском району В.А. Балдиным, по югу Ямала – В.Н. Вороновым и В.К. Коркуновым (2003), а картографическое их положение по всему северу отображено в работе Брехунцова А.М., Бочкарева В.С., Бородкина В.Н. и др. (1999), Бочкарева В.С., Брехунцова А.М., Дешени Н.П. (2000-2001) и других.

В северных районах Западной Сибири достоверные разломы имеют сложный характер, часто сочетающие признаки сбросов, взбросов и сдвигов, как на Русском газонефтяном месторождении по сеноманским отложениям. Сходные дизъюнктивы установлены на Тазовском, Парусовом, Медвежьем и других месторождениях, описанных С.Е. Агалаковым, М.И. Мишульским и другими. В связи с изложенным выше мы полагаем, что на современной высокой стадии изученности Западной Сибири бурением и сейсморазведкой ОГТ, главным является достоверность и классификация дизъюнктивов, отвечающих элементарной структурной геологии – т.е. поиск участков, где можно видеть разрыв сплошности слоев, а все остальные методы дают лишь предполагаемые разломы, которые так и следует называть, отделяя от достоверных.

Наиболее важная информация содержится в неопубликованных работах по сейсмической съемке методом ОГТ. Систематизация этих данных произведена лишь частично. Коснемся главного – методики выделения разрывов по ОГТ.

Принимая во внимание актуальность выделения дизъюнктивных нарушений, влияние которых на формирование ловушек нефти и газа, а также на распределение ёмкостных свойств резервуаров доказано, авторами была проделана большая обобщающая работа по их объективному выделению на временных разрезах и картированию в плане на Уренгойской площади по данным сейсморазведки МОГТ. Сложность выполненной работы заключалась в анализе достаточно большого объёма имеющейся сейсмической информации (10 700 пог. км сейсмопрофилей 2D). Следует отметить, что плотность сети наблюдений по 2D достаточно высока для надёжного пространственного трассирования дизъюнктивных нарушений и, что существенно важно, сеть профилей ориентирована преимущественно вкрест простирания основных структур и дизъюнктивных нарушений.

Выделение разрывных нарушений на временных разрезах проведено по особенностям волнового поля в интерпретационном пакете SeisWorks фирмы LandMark. При этом использовались следующие структурные критерии – признаки их обнаружения:

- скачкообразное смещение осей синфазности по времени, осложнение волновой картины дифракционными эффектами;
- локальное аномальное изменение динамических характеристик отражённых волн по латерали и вертикали;
- резкое изменение наклонов отражений и смена характера волновой картины;
- флексуорообразные искажения отражающих горизонтов с локальным изменением в области перегиба их динамических характеристик;
- наличие зон дробления с хаотичной некоррелируемой, динамически ослабленной записью.

Наиболее распространённой формой проявления дизъюнктивной тектоники в целом по площади исследований, явились флексуорообразные перегибы осей синфазности с разрывом сплошности границ, появление или исчезновение дополнительных осей синфазности, локальные изменения динамики отражений, проявляющиеся в изменении амплитуд и частот в интервале регистрации опорного отражающего горизонта Б. В силу влияния ряда признаков тектонические нарушения – дизъюнктивы, на временных разрезах могли быть как затушеваны, так и ложно подчеркнуты. В процессе интерпретации дизъюнктивных нарушений данные факторы учитывались. Для распознавания помех использовались разномасштабные разрезы, включая и рассмотрение всего разреза в целом.

Анализ волновой картины на временных разрезах Уренгоя показал, что наибольшее количество разломов выделяется по горизонту А, то есть в породах нижнего структурного этажа. Временные сдвиги выше уровня верхней части юрских отложений затухают, и в меловой части разреза они практически безамплитудные. Разломные дислокации с многометровой (до 40 - 50 м) амплитудой смещения верхнеюрских и менее, неокомских отложений фиксируются в юго-западной части Уренгойского вала. По площадному развитию эта совокупность нарушений объединяется в группу основного разлома, или грабенообразной зоны северо-западного простирания и, вызванных им, вторичных оперяющих нарушений.

Также, в подтверждение выделенных по сейсморазведке 2D направлений тектонических дислокаций, применялись расчёты кубов когерентности сейсморазведки 3D, позволяющие прогнозировать по пиковым снижениям когерентности зоны сложных, ветвящихся нарушений в плане. Сейсморазведкой 3D изучены, частично, центральный и северный участки Уренгойского вала, а также район на юге Самбургского месторождения. Анализ временных срезов кубов когерентности в

пределах Северного и Восточного Уренгоя выявил таковые признаки разломов в юго-восточных и восточных их частях.

Восточнее выделен Коротчаевский триасовый грабен. Судя по субмеридиональному профилю 106-Д, проходящему через СГ-6, и по широтным профилям 24, 25, 26 и 27, он локализован и имеет размеры всего 60 на 100 км и не прослеживается севернее, например на профилях 29 и 108. На профиле ОГТ 110 показан крупнейший на юге Ямала разлом, который так же, как и разлом на профиле 28, не выражен в гравимангнитных полях. Это лишний раз доказывает большую условность «выделения» тех разломов и «грабен-рифтов», которые обособляются по аномалиям потенциальных полей.

Предварительный анализ дизъюнктивов, установленных на севере Западной Сибири, показывает, что часть из них не прослеживается вниз по разрезу, вторая часть является «слепой» и локализуется в средне-верхнеюрских отложениях. Наконец, третья часть их развита преимущественно в кровле фундамента. Четкий взброс прослеживается местами на границе Урала и Западно-Сибирской равнины.

Анализ сейсмических профилей ОГТ большинства месторождений УВ региона показывает, что преобладают малоамплитудные сбросы. Их выявление представляет большие трудности, и они часто выделяются («по необходимости»), чтобы на подсчетных планах увязать водо-нефтяные контакты по конкретным пластам, т.к. их отметки меняются незакономерно. Такие сбросы, как правило, не трассируются за пределы одного крыла складки, контролирующей залежи нефти или газа.

Таким образом, важным элементом изучения дизъюнктивов является надежность их выделения и классификации. При этом использование других геофизических методов должно сопровождаться определением их информационного веса относительно результата по глубоким скважинам и сейсморазведки МОВ ОГТ. В этом случае дизъюнктивы пригодны для анализа их влияния на этаж нефтегазоносности, как это намечено рядом исследователей на примере Русского, Западно-Мессояхского и других месторождений нефти и газа.

Литература

1. Слепцов В.Т. О дизъюнктивных нарушениях на Русском и Южно-Русском месторождениях // Труды ЗапСибНИГНИ, вып.61, Тюмень, 1972, с. 119-123.
2. Бочкарев В.С. Особенности строения доюрского основания Западно-Сибирской равнины // Докл. АН СССР, М., 1979. Т. 249, № 3, с.666-669.
3. Бородкин В.Н., Мельников В.М., Кулькин Л.Г. О тектоническом строении Уренгойского месторождения // Реферативный сб.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. Вып.12, ВНИИЭГАЗПРОМ, М., 1977, с. 17-24.
4. Балдин В.А. Усть-Енисейская нефтегазоносная область - новая территория наращивания запасов углеводородов в Западной Сибири // Геология нефти и газа, № 2, 2003, с. 16-25.
5. Шиманский В.В. и др. Влияние дизъюнктивной тектоники на формирование и размещение залежей углеводородов в Центральном Приобье. Санкт-Петербург, Недра, 2003, 117 с.

ОРДОВИКСКИЕ НАДВИГИ И ОЛИСТОСТРОМЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ КОКЧЕТАВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА

Ф.И. Жимулев, Н.В. Друзяка

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, taiga@uiggm.nsc.ru

Кокчетавский метаморфический пояс представляет собой контрастный мегамеланж из чешуй и блоков ультравысоких и высоких давлений (коэцит-алмазсодержащие гранатовые пироксениты, мрамора и гнейсы, эклогиты) и не

подвергшихся высокобарическому метаморфизму фрагментов Кокчетавского микроконтинента. Раннепротерозойский фундамент микроконтинента сложен гнейсами, амфиболитами и мигматитами, а рифейский чехол состоит из углистых сланцев, и доломитов шарыкской свиты, а также слюдястых кварцитов, кварцитопесчаников и сланцев кокчетавской свиты [1]. На северо-востоке метаморфический пояс граничит с осадочным бассейном ордовикского возраста, известным в литературе как Восточно-Кокчетавский [2] или Степнякский [3] синклиорий. К осевой зоне синклиория приурочена крупная островодужная система [4], а его северо-восточная часть рассматривается как задуговой прогиб Степнякской островной дуги [5].

Задуговой прогиб выполнен вулканомиктовыми турбидитами, андезито-базальтами и их туфами, а также кремнистыми осадками. По конodontам и радиоляриям из кремнистых пород определяется нижнеордовикский возраст отложений [6].

Границей между Кокчетавским метаморфическим поясом и задуговым прогибом является Кокчетавская зона разломов. Ряд параллельных разломов северо-западного простирания надежно устанавливается путем картирования. Породы вблизи них интенсивно брекчированы, ожелезнены, окварцеваны, обогащены мусковитом, серицитом и углистым веществом. Мощность измененных пород обычно составляет десятки метров, в отдельных случаях достигая сотен метров. К разломам приурочены мелкие тела серпентинитовых сланцев и серпентинитового меланжа. Традиционно эти разрывные нарушения рассматривались как крутопадающие взбросы. Для определения возраста и обстановки формирования Кокчетавской зоны разломов мы закартировали три опорных участка (по правому берегу р. Чаглинки в районе г. Кокчетав, в окрестностях села Кенесары и села Жанаталап) на которых нами предприняты систематические сборы и изучение возраста кремнистых пород из синтетических олистостром.

В правом борту реки Чаглинки два слоя осадочных брекчий (10 и 30м мощностью) согласно залегают среди желтых кремней и кремнистых алевролитов. Прослеживается постепенный переход крупнообломочных брекчий через мелкообломочные брекчи и песчаники до кремнистых алевролитов. По конodontам из кремнистых отложений определен **аренигский** возраст толщи [6]. В составе обломочного материала преобладают хлоритовые и мусковитовые сланцы и кварц-слюдястые бластомилониты по ним, а также кварциты, кроме того, встречаются амфиболиты, известняки и гранат-мусковитовые сланцы. Последние являются типичными породами Кокчетавского метаморфического пояса. Таким образом геологически доказано появление метаморфических пород на поверхности уже в раннем ордовике. Олистостромовая пачка входит в состав чешуйчатой структуры, в которой тектонически совмещены неметаморфизованная вулканогенная толща, кварциты кокчетавской свиты и мелкие линзообразные тела гранатовых амфиболитов. ~~Серицит~~ из кварц-слюдястых сланцев, в которые кокчетавские кварциты преобразуются в разломных зонах внутри чешуйчатой структуры, имеет возраст **476,54** - **1,5 Ma**, что позволяет датировать разломы поздним аренигом.

В 45км на юго-восток, по простиранию разломной зоны, в окрестностях с. Кенесары также была закартирована чешуйчатая структура, во фронте которой залегает олистостромовая толща. Тело амфиболитов и зеленокаменных базальтов надвинуто на кокчетавские кварциты, а те в свою очередь имеют тектонический контакт с толщей красных кремней аренигского возраста [6]. Контакт между амфиболитами и кварцитами имеет на рельефе сложную форму и полого падает на юго-запад. В приконтактовых частях кварциты рассланцеваны и обогащены мусковитом. вплоть до образования кварц-мусковитовых сланцев. Фронтальный разлом.

отделяющий кварцита от кремнистой толщи, выражен зоной интенсивной трещиноватости, тектоническими брекчиями с хлорит-серицитовым матриксом и мелкими телами серпентинитовых сланцев. Паденье разлома также юго-западное.

Толща красных кремней и кремнистых алевролитов содержит крупные блоки кварцитов. Размеры их достигают первых сотен метров, форма обычно удлиненная, ориентировка хаотическая. Кварциты имеют неясную слоистость, но в некоторых обнажениях видно, что простираение слоистости внутри блоков параллельно их удлинению. Среди вмещающих алевролитов встречаются тонкие линзовидные прослои брекчий. Преобладающий размер обломков – первые сантиметры, хотя отдельные достигают 20см. Форма остроугольная. В составе резко преобладают кварциты, попадаются обломки амфиболитов и красных кремней.

Третий опорный участок расположен в 60 км к востоку от Александровки по простиранию разломной зоны, в 1,5 км к северу от с. Жанаталап [7, 8]. Чешуйчатая структура здесь сложена телами амфиболитов габбро, кварц-мусковит-микроклиновых гнейсов и слюдяных кварцитов кокчетавской свиты. В 5км к западу, среди гнейсов встречаются тела гранатовых амфиболитов и эклогитов. Контакты тел проходят по извилистым низинам, которые, вероятно, заложены по зонам разломов. Эти разломы и сочленённые по ним чешуи имеют субширотное простираение. Фронтальный разлом маркируется небольшими линзовидными телами серпентинитов. Среди вулканомиктовых песчаников и глинисто-кремнистых сланцев залегающих к северу от чешуйчатой структуры встречаются прослои и линзы брекчий и конгломерато-брекчий. В обломках преобладают гнейсы, габбро и кварциты. Отдельные плитообразные глыбы гнейсов достигают 20м в длину при мощности 2м. Глыбы обычно заключены в «рубашку» из продуктов собственного разрушения. Причём граница самой глыбы и «рубашки» часто размыта: по направлению к глыбе мономиктовая брекчия постепенно уплотняется и переходит в трещиноватую породу. Наличие осадочных прослоев – кремней содержащих фауну, песчаников, конгломератов с окатанной галькой габброидов, плагиогранитов, кремней и базальтов, а также постепенных переходов конглобрекчий в песчаники и кремнистые алевролиты свидетельствует об осадочной природе толщи. В отдельных алевролито-кремнистых слоях обнаружены складки оползания и подвороты слоёв. Это небольшие 10 – 30 см. наклонные или опрокинутые складки с округлыми замками, часто срезанные эрозийными поверхностями. Иногда алевролитовые прослои в кремнях будинированы. Наличие конседиментационных структур оползания свидетельствует о высокой роли склоновых процессов в формировании облика толщи. В кремнистом матриксе олигостромы впервые обнаружены конодонты, по ним был определен среднекарадокский возраст олигостромы [9].

Исследование олигостромовых комплексов позволило сделать вывод о надвиговой, возможно, сдвиго-надвиговой природе Кокчетавской зоны разломов. Внутри зоны тектонически совмещены породы различного происхождения и степени метаморфизма (от эклогитовой до зеленосланцевой). Сонахождение высокобарических пород, серпентинитов и олигостром, является диагностическим признаком для аккреционно-коллизийных зон. Ордовикские олигостромовые комплексы различаются по возрасту и структурному положению. Аренигские олигостромы входят в состав тектонических покровов, содержащих высокобарические породы. Среднекарадокская олигострома локализуется во фронте покровов. Вероятно, аренигская олигострома маркирует надвигообразование (обратные течения) в аккреционной призме. Среднекарадокская олигострома рассматривается как результат разрушения тектонических покровов при надвигании Кокчетавского микроконтинента и аккреционной призмы на задуговой прогиб. Таким образом, в ордовике выявлено две

стадии эксгумации высокобарических пород: ареннигская, связанная с надвигами внутри аккреционной призмы и карадокская, обусловленная надвиганием самой аккреционной призмы на задуговой прогиб в коллизионных условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке ВМТК проект №1782

Литература

1. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т.39, №12. С.1645 – 1666.
2. Борукаев Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка) М. Готеолтехиздат, 1955, 406 с.
3. Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, Т XL, №5 с.40 - 69
4. Тектоника Казахстана. (объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000) М., Наука, 1982
5. Добрецов Н.Л., Буслев М.М., Жимулев Ф.И. Ордовикская структура и модель эксгумации УНР-НР пород Кокчетавского региона // Геология и геофизика (в печати)
6. Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана. 2001., № 2, с. 4-12.
7. Геология Северного Казахстана (стратиграфия) Алма-Ата. Наука, 1987, 220с.
8. Жимулёв Ф.И. Среднеордовикская олистодрома и тектонические покровы на северо-восточной границе Кокчетавского массива (северный Казахстан) // Проблемы геологии и освоения недр Тез. докл. Томск, 2002, с.35 – 36.
9. Buslov, M.M., Saphonova, I.Yu., Watanabe, T., Obut, O.T., Fujiwara, Y., Iwata, K., Semakov, N. N., Sugai, Y., Smirnova, L.V., Kazansky, A.Yu. and Itaya, T. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geoscience journal, September 2002, v. 5, no. 3, pp.43-56.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И МЕТАЛЛОГЕНИИ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (КАЗАХСТАН)

П. К. Жуков, Э. Ю. Сейтмуратова, Ф. Ф. Сайдашева
Алматы, Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева

Применение идей плитной тектоники и глубинной геодинамики позволяет поэтапно рассмотреть эволюцию тектонических и рудообразующих процессов, провести их корреляцию во времени и пространстве.

Для Джунгаро-Балхашской складчатой области (ДБСО), охватывающей территорию Центрального и Южного Казахстана, начиная с рифея, можно выделить несколько основных этапов геодинамического и металлогенического развития.

Для R-V этапа развития важное существование докембрийских микроконтинентов (крупных срединных массивов): Актау-Моинтинского, Джунгарского, Балхашского, как отдельных фрагментов суперконтинента Пангея. На ранней стадии формирования Центрально-Азиатского палеоконтинента фиксируются обстановки рассеянного рифтогенеза, задуговых бассейнов, континентального склона и подножия, с этим же этапом связаны стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения, так называемого, текелийского типа гидротермально-осадочные руды I-го этапа (Текели, Яблоновое и др.), а в разрезе черносланцевых толщ – Pt-Pd оруденение.

В С этап в обстановке окраинных бассейнов с глубоководными проливами и локальными поднятиями, накапливались прибрежные вулканогенно-осадочные и осадочные руды P, Fe, Mn и более глубоководные залежи V, Pt, Pd, Mo, W, TR. Они

известны в ряде структурно-формационных зон (СФЗ) – Текелийской, Жамансарыусуйской, Тасарал-Кызылзспинской.

В O_1-O_2 время в Тектурмасской, Северо-Балхашской, Текелийской СФЗ зафиксированы структуры океанического типа, близкие по своему прерывисто-локальному развитию и проявлению офиолитовых и кремнисто-базальтовых комплексов к рассеянному спредингу. В Северо-Балхашской зоне среди плагиобазальтов и их брекчий среднего ордовика известно медно-колчеданное месторождение Тесиктас.

В O_3-S_1 этап, в связи с крупными коллизионными событиями, в ряде СФЗ активно проявлены процессы интрузивного магматизма и регионального метаморфизма. Динамометаморфизм в Текелийской СФЗ привёл к формированию промышленных метаморфогенных свинцово-цинковых руд II-го этапа (Текели, Западный Текели) и регенерированных месторождений - Сууктубе, Коксу, Большой Усек.

В S в северной и центральной частях Джунгаро-Балхашского палеобассейна развивались комплексы краевых морей – мелководные и батинальные шельфовые, иногда местами близкие к краевым рифтогенным.

В D_1-D_2 этап геодинамическая обстановка ДБСО определяется как активная окраина континента, в связи с формированием краевого Центрально-Казахстанского вулканно-плутонического пояса. Он в виде огромной подковы охватывает северные районы ДБСО и прилегающие области Предчингизья, Жалаир-Найманской зоны. В его внешнем северном сегменте с вулканитами кислого и среднего состава и комагматичными им гранитоидами связаны золото-меднопорфировые месторождения (Самарское, Коктасжал, Сатпаевское и др.) и золото-молибден-турмалиновые проявления. Во внутренней части ДБСО (Прибалхашье) в это время сохранилась океаническая обстановка, соответствующая глубоководным впадинам (Бороталинская СФЗ) и континентальному склону (Тастауская СФЗ).

В D_3 (фране), в связи с коллизионными процессами, была активно проявлена складчатость, сопровождаемая внедрением гранитоидов.

В D_3fm-C_1 на значительной площади северной части ДБСО господствовал режим эпиконтинентального моря и проявления континентального рифтогенеза.

С этими этапами связано формирование основных месторождений Успенской, Атасу-Нурунской, Акжал-Аксоранской, Жаман-Сарыусуйской СФЗ. Они, как правило, характеризуются комплексным оруденением – стратиформными месторождениями Fe-Mn, Pb-Zn-Ba (Каражал, Ушкатын, Жайрем, Акжал и др.), скарновыми Fe (Кентюбе), Pb-Zn, Cu (Карагайлы, Кызылзспе, Самомбет и др.), золото-сульфидно-кварцевыми (Каштал, Узынмурат, Байгул, Сулу, Толагай и др.).

В P_2 ($C_1v_2-P_2$) по обрамлению ДБСО образовались вулканно-плутонические пояса (ВПП) двух типов – окраинный и внутриконтинентальный. На границе ранних герцинид и Джунгаро-Балхашского палеобассейна сформировался дугообразный окраинно-континентальный Тасты-Кусак-Котырарсан-Алтынэмельский ВПП. В структурах пояса локализованы все известные крупные и средние по масштабам Cu-Mo-порфировые месторождения Казахстана (Коунрад, Борлы, Актогай, Айдарлы, Коксай и др.), в совокупности образующие металлогенический пояс также полукольцевой формы.

В заключительный этап кратонизации ДБСО (P_1-P_2) завершил свое формирование внутриконтинентальный Балхаш-Илийский ВПП. Для внутренней области этого также дугообразного пояса характерно развитие эпитермальных золото-серебряных месторождений и рудопроявлений (Таскора, Архарлы, Иглик, Далабай, Наурызбай, Сымбыл, Кудер и др.). В тыловой и фронтальной частях пояса широко распространены

месторождения W, Mo, Sn, Be, TR кварцево-жильно-грейзенового типа (Акшатау, Жанет, Восточный Коунрад, Батыстау и др.).

Таким образом, металлогенические особенности ДБСО в значительной степени определяются длительным многостадийным развитием всех её структурно-формационных зон, формировавшихся в разных по возрасту и типу геодинамических обстановках. Наиболее продуктивными в отношении промышленного орудуения являются рифтогенные структуры, островодужные системы и вулканоплутонические пояса.

РОЛЬ АВЛАКОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВ – НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРОБЛЕМУ

Н.Н. Зинчук, А.Д. Савко**, Л.Т. Шевырев***

*Мирный, ЯНИГП ЦНИГРИ АК АЛРОСА, adm.cnigri@alrosa-mir.ru

**Воронеж, Воронежский госуниверситет, shevpp@yandex.ru

Кимберлиты формируются на глубинах более 120 км в верхней мантии как продукт сложного взаимодействия коровых и мантийных процессов. Давно установлена связь диатрем с континентальными авлакогенами, которые рассматривались лишь как тектонические обстоятельства, способствующие проникновению их вещества к земной поверхности. Авторы, используя современные данные по геологии Океана, материалы Кольской сверхглубокой и одного из высокоалмазоносных районов Якутии (Мархинско-Тюнгская область), пробуют показать, что авлакогены в этапы делатансии (декомпрессии) могут оказаться путем формирующимся кимберлитовым расплавам для нисходящих первично метеорных вод, обогащенных всеми коровыми элементами. Данные по изотопии флогопита из кимберлитов, карбонатной фазе последних свидетельствуют о гетерогенности источников этой породы и об участии в ее образовании метеорной воды. Не ясна природа углерода, азота, кислорода в мантии, неизменных компонентов кимберлитов. О.Г.Сорохтин и др. [1,3], С.С. Eldridge [3] и многие другие исследователи полагают, что необходимые для формирования кимберлитов, но отсутствующие в верхней мантии компоненты могут быть доставлены на глубины алмазообразования 120-220 км субдукционным процессом, с веществом океанических литосферных плит. С.С. Eldridge [3] на основе изотопии серы и свинца пришел к выводу, что алмазоносные магматиты образовались при участии океанических осадков (в т.ч. богатых органикой карбонатных илов), которые оказались затянутыми под континентальную кору в раннем протерозое 2 млрд. лет назад. О.Г. Сорохтин с соавторами [1,с.193] уточнили: "все вещество кимберлитовых и карбонатитовых магм произошло за счет переплавления раннепротерозойских богатых железом пелагических осадков, затянутых на большие глубины под архейские континентальные щиты ... Единственный путь объяснения их происхождения - это предположение, что эти породы или вещество, за счет которого они произошли, были в результате тектонических процессов перемещены из верхней части земной коры".

Несомненно, специфический геохимический состав кимберлитов, поступивших на дневную поверхность из верхней мантии, но явно содержащих коровый компонент, требует объяснения, но является ли плейт-тектоническая модель здесь безальтернативной?

Давно замечена не всегда явная связь проявлений кимберлитов с авлакогенами, или рифтами (Е.Е.Милановский считает эти термины синонимами). Многие данные

подтверждают это, например, для Сибирской платформы (влияние Палеовилуйского, Ессей-Алакитского и других авлакогенов), субпровинции Слейв (то же авлакогенов Акапускоу, Батерст-Килахигок). Но есть и иные публикации, показывающие, что подобной связи не видно для Архангельской субпровинции. Там рифты имеют СЗ простирание, а кимберлитовые поля - северо-восточное. Смушает исследователей и то, что возраст: кимберлитов позднедевонский, в то время как рифты были активны только в рифее. Впрочем, по расчетам модельного возраста $T_{Nd} (DM)$ протолиты Архангельской субпровинции оказываются рифейскими, с датами соответственно: первого типа кимберлитов - 790-810 млн. лет, второго типа - 1120-1330 млн. лет [4]. Следовательно, именно в эпоху рифейского рифтогенеза начался сложный процесс формирования кимберлитовых расплавов (ФКР), которые только в позднем девоне поступили на поверхность. Процесс этот во многих алмазоносных провинциях Мира фиксируется брекчированием и серпентинизацией перидотитов в пределах зоны динамического влияния авлакогенов (термин Ю.А.Дукардта, Е.И.Бориса [5]). В Мархинско-Тюнгской области ЯАП, например, возраст мантийных ксенолитов - 1203 млн. лет, *серпентинизированных* перидотитов - 741-863 млн. лет (обе даты рифейские), а кимберлитов - 304 млн лет (ранний карбон), по [5]. Но какова же конкретная роль рифейских обстановок растяжения в ФКР?

Она видится в том, что рифейские и иные по возрасту заложения авлакогены контролируют *не только* движение глубинного вещества из мантии (что хорошо известно), *но могут являться и периодически возникающей дорогой в нее*. В обстановках растяжения массы нисходящих минерализованных подземных вод, содержащие весь комплекс "коровых" элементов (именно таковы воды базальных горизонтов осадочного чехла рифтов), способны достигать соответствующих уровней верхней мантии и ее диапиров, не только обогащая геохимические составы соответствующих пород коровыми элементами, но и стимулируя локальные критические обстоятельства, предшествующие становлению диатрем. Аналоги подобного глубинного проникновения коровых вод можно увидеть в современных гидротермальных системах Океана, с той разницей, что морские воды, уходящие в толщи океанических базитов, минерализованы намного меньше. Таким образом, в континентальных рифтах можно увидеть несомненные и не очень далекие аналоги рифтовых зон Океана, с которыми связано современное гидротермальное рудообразование (черные, белые курильщики). Известна [7] закономерность: *чем ниже параметры спрединга, другими словами, раздвижения бортов рифта, тем более глубоко проникают воды*. Для нас это наблюдение очень важно. Растяжения континентальных рифтов процесс намного более медленный, чем в низкоспринговых зонах океана, тем самым мы можем рассчитывать на особенно глубокое проникновение минерализованных вод, локализованных в базальных горизонтах их осадочного выполнения. В 1979 г. О.Г. Сорохтин, как об этом свидетельствует А.П.Лисицин [7, с. 185], рассчитал максимальную глубину на которую в принципе могут опуститься морские воды. Он определил ее в 4,5 км, исходя из условий равенства давления вышележащих пород и предела прочности на скалывание стенок трещин. Однако N.J.Price [8] показал, что трещины на глубинах 4-5 км действительно закрываются из-за недостаточной механической прочности, но **при одном принципиальном условии - если не заполнены газом-жидким флюидом**. В рифтовых зонах они на больших глубинах заполнены ими всегда. Поэтому Н.Н. Перцев и др. [9] при обсуждении вопроса о становлении алмазоносных пород месторождения Кудымколь (зерендинская серия нижнего протерозоя Кочетавского массива) выделяет в геосинклинальных формациях, интродуцированных гипербазитами, *"особый тип, сопряженный с разломами, уходящими в глубины алмазоносной мантии"*. И здесь уже не далеко до

допущения по таким разломам двустороннего движения, а не только поднятие колонн мантийного вещества. Практически прямой ответ на этот вопрос можно найти в материалах по геологии Кольской сверхглубокой скважины [10, с. 84, 99]. В породах разреза К-3 на больших глубинах (пробурена до 12262 м.) присутствуют многочисленные открытые трещины, мощные зоны трещиноватости, разуплотнения, тектонических нарушений, сопровождаемые иногда притоком минерализованных растворов. Интересно и то, что даже в архейском комплексе (интервал 9500-11000 м) отмечено присутствие самородных металлов, хорошо известных для курильщико-Океана - цинкистой меди, олова, соединений типа Cu, Zn, Ni, Co, а также интерметаллида (Pb₂Bi). Есть веские основания считать встреченные здесь растворы (в т.ч. в интервале 7500-9000 м) более поздними метеорными образованиями, а не законсервированными с раннего протерозоя, как полагают [11].

Разработанная компрессионно-декомпрессионная гипотеза объясняет на примере Мархинско-Тюнгской области ЯАП поступление подобных вод с коровыми элементами кимберлитов по глубинным разломам авлакогенов непрерывно-прерывистым состоянием дилатансии, преобладавшем в рифее на протяжении более миллиарда лет. Если бы растяжение происходило геологически быстро, сопоставимо со среднесрединговыми рифтами Океана, мы имели бы резкую активизацию магматизма, немедленное заполнение возникающих свободных объемов коровыми и мантийными магматитами. Медленное же длительное растяжение континентальных рифтов дало возможность осуществить декомпрессионный процесс принципиально иначе: возникающие трещины успевали заполниться глубинным флюидом, предохраняющим их от закрытия. При этом каждая следующая вспышка (волна) растяжений в рамках соответствующего этапа, вела к еще большему раскрытию тех же (так как основные параметры поля напряжений сохранялись) трещин и зон разуплотнения, локальному сбросу давления флюида. Нисходящие воды при этом получали возможность опуститься еще ниже, осваивая новые гипсометрические уровни, вплоть до уровня ФКР.

Литература

1. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1996, 143 с.
2. Сорохтин О.Г., Соболев Р.Н., Старостин В.И. Образование кимберлитов, лампроитов и связанных с ними месторождений алмазов // // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Мат. Всерос. сов. 24-26 апреля 2001 г. Сыктывкар: Геопринт, 2001 г., с. 192-193.
3. Eldridge C.S. Isotope evidence for the involvement of the recycled sediments in diamond formation // Nature, 1991, v. 353, p. 649-651.
4. Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии // Отеч. геол., 2001, №5, 69
5. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж, ВГУ, 2000.-161с.
6. Подвысоцкий В.Т., Иванов В.М. Некоторые закономерности размещения алмазоносных и потенциально алмазоносных глубинных пород // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Мат. Всерос. сов. 24-26 апреля 2001 г. Сыктывкар: Геопринт, 2001 г., с. 198-200.
7. Лисицин А.П., Богданов В.А., Гурвич В.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990, 256 с.
8. Price N. J. Rates of deformation // Journ. of Geol. Soc., 1975, v. 131, p.553-575.
9. Перцев Н.Н., Маракушев А.А., Мохов А.В., Лапутина И.П. Условия залегания алмазоносных пород в земной коре // Отеч. геология, 2000, № 1, с. 24-28.
10. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М, Технонефтегаз, 1998, 260 с.
11. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М., Наука, 1986, 262 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЭВОЛЮЦИЯ АЛМАЗОНОСНОГО МАГМАТИЗМА

Н.Н. Зинчук, А.Д. Савко**, Л.Т. Шевырев***

*Мирный, ЯНИГП ЦНИГРИ АК АЛРОСА, adm.cnigri@alrosa-mir.ru

**Воронеж, Воронежский госуниверситет, shevpp@yandex.ru

Синхронизация геологических событий в истории Земли (трансгрессивных, регрессивных эпизодов, эпох растяжения, сжатия, гранитоидного магматизма, рифтогенеза, повышенной тектонической активности, мощного корообразования и т.д.) одна из труднейших задач современной геологии. Придти к ответу на вопрос, находятся ли эпохи рифтогенеза в противофазе с эпохами усиления интенсивности и деформаций сжатия (так допускал Е.Е.Милановский) или же они одновременны (В.Е.Ханн, А.Н.Балуховский) возможно, если опереться в межконтинентальных корреляциях на стратиграфические и радиологические данные, датирующие события на уровнях слоя (этапа VII порядка, по С.В.Тихомирову [1], привязка событий с точностью в первые сотни тысяч лет). Эту мысль формулировал А.П.Карпинский [2], выразивший надежду, о скором времени, «когда местные дислокации будут связаны с универсальными и через посредство последних между собою; ...господствующие в науке искусственные геохронологические группировки уступят место естественным». Спустя более века приходится констатировать, мы еще далеки от достижения этой цели. Применительно к геологии алмаза отметим продолжающуюся дискуссию о самом существовании эпох кимберлитового магматизма, периодичности в становлении тел алмазоносных магматитов. Известно мнение А.Л.Яншина (1999 г., письменное сообщение) о том, что «корообразование и кимберлитовый магматизм были в геологической истории Земли непрерывными». В этой связи важно еще раз вернуться к этому вопросу с использованием новых данных, акцентируя внимание на ключевых и относительно надежных фактах. Итак, алмаз возник в мантии на глубинах не менее 120 – 150 км в результате твердотельного процесса при литостатических давлениях более 40 кбар и температурах 1000-1300° С. На глубинах, где давление превышает 600-700 кбар, существует более плотная модификация элемента - металлический углерод. Эти параметры характеризуют область устойчивости этого минерала, геосферу его существования. В ранней истории нашей планеты весь углерод мог существовать в виде высокобарических разновидностей и в дальнейшем, в связи с изменением Р-Т условий, происходила лишь обратная трансформация, формирование скоплений графита. Использование Sm/Nd изотопной системы для включений низкохромовых гранатов перидотитового парагенезиса (Р-тип) из кимберлитов диатрем Финш и Кимберли Южной Африки дали модельный возраст 3,3 млрд лет (ранний архей), интерпретируемый как время образования алмаза. Другие, более обогащенные кальцием гранаты перидотитовой ассоциации из кимберлитов рифейской трубки Премьер, ЮАР, при анализе построенных для них изохронных диаграмм (Sm/Nd изотопная система) указали на дату около 2 млрд лет (ранний протерозой). Включения эклогитового парагенезиса (Е-тип) указывают на различный возраст алмазов, но - преимущественно протерозойский. Исследования зональности гранатов перидотитовых ассоциаций, наблюдаемой во многих зернах (Sm/Nd система), не позволяют говорить о возрасте алмазов, превышающего 3 млрд лет или более. Однако три сульфидных включения Р-типа из трубки Удачная ЯАП подтвердили Re-Os модельный возраст алмазов - 3,1-3,5 млрд. лет, т.е. ранний архей [3]. Есть основания полагать, последние даты определяют нижний возрастной предел для зерен минерала, сохранившихся ныне на глубинах верхней мантии. Более древние алмазы катархея

тоже возникали, но в условиях чрезвычайно переменчивых, преимущественно высоких, температур и давлений переходили тогда же в иные модификация и соединения углерода. Поступлению их на поверхность Земли даже в архее мешали преобладание пластичных дислокации и слишком высокие температуры плавления потенциальных транспортеров – коматитов («криптогенный интервал истории алмаза», рис. 1). Появление зерен минерала на поверхности Земли произошло в раннем протерозое, с которого начался «экстрагенный интервал» истории минерала. Тогда: 1 – коматиты стали менее тугоплавкими (магнезиальными); 2 – возникли разрывы, достигшие алмазосных глубин. Два факта в поддержку тезиса: 1 – появление алмазов лишь в верхнем (нижнепротерозойском) отделе системы Витватерсранд при полном отсутствии в нижнем (верхнеархейском) отделе; 2 – обнаружение высоких концентраций алмазов в нижнепротерозойских коматитах Французской Гвианы [4], при том, что в архейских коматитах алмазы до сих пор не открыты.

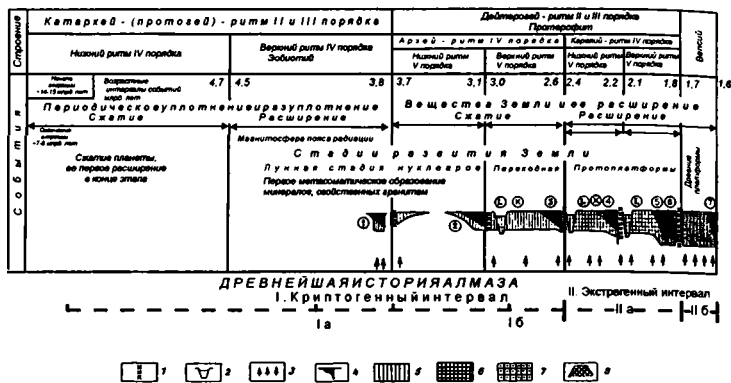


Рис. 1. Геологические события в катархее, дейтерозее (архей + протерозой) и процессы алмазообразования. С использованием [2, с. 326, 327], с добавлениями. 1 - первичные палеограниты, фаза Амитсок, первое появление серых гнейсов; 2 - первые калиевые граниты Алданского щита; 3 - гранитоиды фазы Кеноран, максимальное распространение серых гнейсов; 4 - эбурнейская фаза, селецкие гранитоиды Карелии; 5-6 - свекофендские гранитоиды; 7 - посторогенные граниты Веспия в т. ч. События (цифры и буквы на рисунке в кружках): 1 - внедрение гранитной магмы; 2 - грабены, рифты; 3 - флюиды-гранитизаторы; 4 - фазы максимальной мобильности земной коры и мантии; 5 - наибольшее опускание земной коры в начале архея, время Панталассы; 6 - чехол начального развития платформ; 7 - эпиплатформенный чехол; 8 - чехол древних платформ; 9 - устойчивые массивы суши с развитой на них корой выветривания; L - базиты и ультрабазиты рифтовых зон; K - коматиты. Древнейшая история алмаза (нижний график): 1 - криптогенный интервал (алмаз только в глубинах), в т.ч. в метастабильном состоянии, с тенденцией перехода его углерода в ультравысокобарическую металлическую модификацию (1а); в стабильном состоянии (1б); II - экстрагенный интервал (периодическое поступление алмаза на дневную поверхность), в т.ч. только с коматитовыми транспортерами (IIа); с кимберлитами и лампроитами (IIб).

Первые кимберлиты и лампроиты возникли в раннем протерозое, когда появилась возможность поступления на глубины верхней мантии корового вещества. Выбросы их на поверхность происходило периодически в сравнительно узкие (продолжительностью не более 20-25 млн. лет) фазы тектогенеза, когда обстановки растяжения (продуктивны) и сжатия менялись очень часто. Фазы разделены непродуктивными временными интервалами. Эти закономерности демонстрируем на примере каледонского крупного этапа (рис. 2).

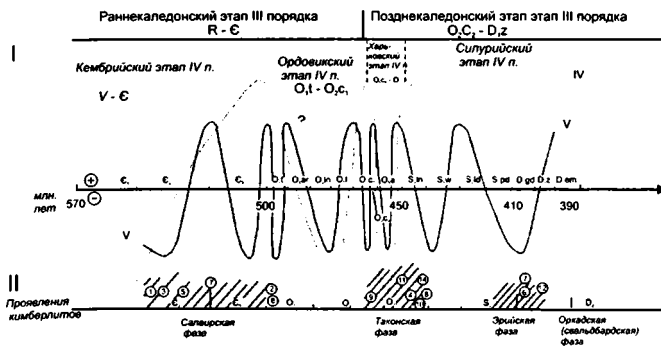


Рис. 2. Тектоническое развитие в каледонский этап и основные проявления алмазоносного магматизма. С использованием материалов С.В.Тихомирова [1995, с. 349]. Проявления кимберлитового магматизма раннего палеозоя, в том числе, начальные фазы становления диатрем среднепалеозойских полей (цифры в кружках): поле Венеция, Трансвааль, ЮАР, >5 диатрем с возрастом 550 млн лет - 1; трубка Колосс, Булавайо, Зимбабве, 490 млн лет (O₁, Rb-Sr)-2; трубка Ривер-Ранч, Зимбабве, крупные алмазы, 540-550 млн лет (средний кембрий, K-Ar)-3; субпровинция Слейв, Канада, трубка Druybones Bay, по цирконам 441-485 млн лет (ордовик-ранний силур, таконская фаза) - 4; там же, диатрема Kennedy-Lake (№ 5034), 539 млн лет (кембрий) - 5; Мерчиндемское поле Якутии, 480, 498 млн лет (O₁; K-Ar), 401, 429 (S, K-Ar) - 6; Бесенчимо-Куойское, 520, 534, 550 млн лет (средний-поздний кембрий; K-Ar), 395-418, 434 млн лет (S, K-Ar) - 7; Мирненское поле, 444 млн лет (O₂, треки урана), 426-444 млн лет (S₁, треки урана) - 8; Алаikit-Мархинское поле, 469 млн лет (O_{1,2}, Rb-Sr) - 9; кимберлиты "платформы Янцзы", 446 млн лет (O₂, K-Ar), 493 млн (O₁) - 10; диатремы Финляндии, трубка 1 - 434 млн лет, рубеж нижнего и верхнего силура, трубки 5, 9, 10, 14 - 450 млн лет. Рубеж силура и ордовика-11; альнеиты Среднего Тимана - 400 млн лет (ранний девон), U-Pb - 12; алмазоносные кимберлитоподобные породы нижнего силура Курханского проявления Приморья - 13; высокоалмазоносные кимберлиты Накынского поля, трубки Ботуобинская, Нюрбинская, 445±4 млн лет (Rb-Sr) - 14.

Литература

1. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995, 446 с.
2. Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // СПб.: Тип. Росс. Императ. Акад. наук. 1894, 19 с.
3. Pearson G. How old are the diamonds? <http://earth.leeds.ac.uk/ygs/programme/year1998/mar98/htm#Pearson>
4. Cardevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J.-F. Diamonds in volcanoclastic komatite from French Guiana // Nature, 3 June 1999, v. 399, № 6735, p.456.

СДВИГИ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.Е. Знаменский

Уфа, Институт геологии УНЦ РАН, seravkin@anrb.ru

В Магнитогорском мегасинклинории наиболее продуктивной эпохой на собственно золотое оруденение была позднеколлизионная стадия его развития (C₂-P) [1]. На этой стадии образовались месторождения золота, относящиеся к золото-сульфидной (Миндяк, Муртыкты и др.), золото-сульфидно-кварцевой (Сиратур, Акпан

и др.), золото-кварцевой (месторождения Худолазовской синклинали), золото-кварц-альбитовой (Малый Каран, Наилы и др.), золото-редкометалльной (месторождения Гумбейской зоны) и золото-родингитовой (Золотая гора) формациям.

Структуры золоторудных месторождений, как правило, представляют собой полигенные образования, объединяющие ранние взбросо-надвиговые и поздние сдвиговые нарушения, что отражает общую тенденцию структурной эволюции мегасинклиория в позднем палеозое. Она заключается в смене надвиговых деформаций сдвиговыми. По нашим данным, позднеколлизийная структура Магнитогорского прогиба сформировалась в результате трех фаз деформаций: 1) шарьирования и надвигообразования в условиях субширотного сжатия (C_2); 2) сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии и косого (северо-западно-восточного) направления сжатия (C_2-P_1) и 3) сдвигообразования в обстановке правосторонней транспрессии и субширотного сжатия (P). Основным рудоконтролирующим фактором при образовании позднепалеозойской золоторудной минерализации различных формационных типов служили сдвиговые деформации, происходившие в условиях регионального латерального сжатия [2]. На примере многих месторождений выяснено, что коллизийные надвиги и взбросы не имели самостоятельного золотоконтролирующего значения.

Региональная геолого-структурная позиция золоторудных полей и месторождений определяется приуроченностью к транстенсивным областям – сдвиговым мегадуплексам растяжения. Нами реконструировано три мегадуплекса линзовидной в плане формы, в которых сосредоточено более 90% месторождений и проявлений золота мегасинклиория. Мегадуплексы, хорошо дешифрируемые на космоснимках, образовались на изгибах растяжения крупных левосторонних сдвиговых зон близмеридионального простиранья. В их пределах золотое оруденение концентрируется в узлах пересечения разновозрастных разломов при ведущей роли зон сдвигов и косых разрывов близмеридионального, северо-западного и субширотного простиранья, разрушающих мегадуплексы по типу D-сколов и R- и R'-сколов Риделя соответственно [3]. Эти зоны отличаются большой протяженностью как по простиранию, так и по падению, но в то же время характеризуются незначительной амплитудой смещения, обычно не превышающей первые сотни. Судя по гравиметровым данным, они имеют глубину заложения не менее 5-6 км. В начале зоны малоамплитудных сдвигов и косых разрывов контролировали размещение комплексов даек и малых интрузий (Худолазовской, Балбукского и др.), а впоследствии – золотого оруденения.

На всех изученных месторождениях, независимо от их масштаба и формационной принадлежности, отчетливо выражен контроль рудных тел и рудных столбов разрывными нарушениями сдвигового типа, а в их пределах – зонами локального растяжения. Среди последних наиболее распространенными являются следующие: дуплексы, S- и Z – образные изгибы разрывов по простиранию, узлы пересечения разрывных нарушений и границы зон действия различных механизмов деформаций, например, простого и чистого сдвига.

Литература

1. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. Геодинамические условия образования золоторудных месторождений восточного склона Южного Урала // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат. науч. конф. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 172-173.
2. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. Структурные условия локализации позднеколлизийных месторождений золота Магнитогорского мегасинклиория // Руды и металлы. 2001, № 6. С. 26-36.
3. Woodcock N., Fisher M. Strike-slip duplexes // Journ. Struct. Geol. 1986. V. 8. № 7, P. 725-735.

Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов, В.М. Кожевников
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, zorin@crust.irk.ru

Астеносферные выступы, существующие под всеми позднекайнозойскими континентальными рифтовыми зонами, образовались, очевидно, в результате развития гравитационной неустойчивости на границе литосфера-астеносфера. Этот процесс создает и поддерживает напряжения растяжения, достаточные для разрушения коры и формирования рифтовых впадин [1]. Вопрос о различии между активными и пассивными рифтами в конечном счете сводится к тому, что создавало начальные возмущения для развития гравитационной неустойчивости: местные мантийные плюмы или силы, возникающие на удаленных границах литосферных плит [1]. Поэтому проблема диагностики и локации мантийных плюмов имеет большое значение для объяснения природы рифтовых зон и связанного с ними магматизма.

В Байкальской рифтовой зоне и на сопредельных территориях Восточной Сибири и Центральной Монголии развиты позднекайнозойские основные вулканы, общий объем которых сравнительно невелик, но которые обладают геохимическими и изотопными особенностями, позволяющими связывать их с мантийными плюмами [2, 3]. Вместе с тем, некоторые исследователи полагают, что эти особенности не являются достаточно сильными доказательствами наличия плюмов [4]. Существенную помощь в диагностике и локации мантийных плюмов может оказать использование геофизических методов.

Вещество мантийных плюмов в связи с его повышенной температурой должно обладать пониженными плотностью и сейсмическими скоростями. В решении задачи обнаружения плюмов значительную роль может играть гравиметрия. Теоретическое моделирование, при котором учитывается существование астеносферы с вязкостью, на два порядка меньшей, чем вязкость мантии под ней, свидетельствует о резком ослаблении динамического влияния восходящего течения на литосферу [5]. Из-за демпфирующего влияния астеносферы аномальные массы стволочной части плюма практически не участвуют ни в динамическом, ни в статическом равновесии и в силу дефицита плотности должны создавать отрицательную *изостатическую* аномалию, которая из-за глубокого положения гравитирующего объекта должна быть достаточно широкой (региональной). При вычислении изостатических аномалий, которые предусматривается использовать для выделения гравитационного влияния стволочных частей плюмов, необходимо учитывать, что в районах плюмов уравнированность топографических поднятий обеспечивается как уголщением земной коры, обусловленным ее магматическим подслаиванием (*underplating*), так и утонением литосферы, которое связывается с замещением последней веществом головной части плюма [6].

Авторы вычислили изостатические аномалии с учетом того, что только 40% топографических масс компенсируется за счет вариаций глубин Мохо, а остальные 60% компенсируются изменением толщины литосферы. Такое соотношение получено на основе ранее выполненного сопоставления топографии и гравитационного поля с сейсмическими данными о строении земной коры и литосферы Восточной Сибири [7]. Вычисление изостатических аномалий с использованием этого соотношения позволило выделить региональные гравитационные минимумы, которые, как предполагается, связаны со стволочными частями позднекайнозойских мантийных плюмов под Байкальской рифтовой зоной и ее окрестностями (рис.1А). Построены трехмерные гравитационные модели стволочных частей плюмов (рис.1В). Последние

моделировались вертикальными полигональными призмами с верхними границами, расположенными на глубине подошвы литосферы под Сибирской платформой (на глубине полной изостатической компенсации). Нижние границы призм располагались на глубине кровли нижней мантии.

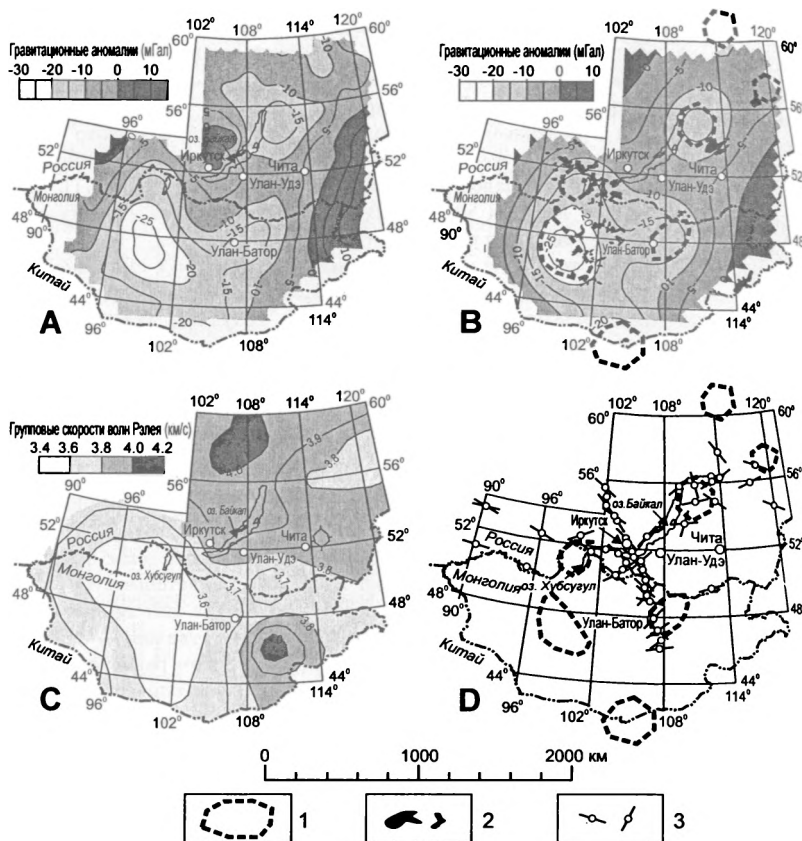


Рис. 1. Геофизические данные о плюмах под Байкальской рифтовой зоной и ее окрестностями. А - региональные (осредненные с радиусом 200 км) изостатические аномалии силы тяжести; В - теоретические аномалии силы тяжести от вертикальных полигональных призм, которыми моделировались стволы части плюмов (принято, что гравитирующие тела расположены в интервале глубин 200-670 км, а их аномальная плотность составляет -20 кг/м^3 , что соответствует повышению температуры в плюмах на 200°C относительно вмещающей среды; к значениям теоретических аномалий добавлены 10 мГал постоянного фона); С - групповые скорости волн Рэлея для периода 100 с (в связи с невысокой разрешающей способностью метода поверхностных волн скоростные аномалии от различных объектов могут несколько смещаться и сливаться между собой); D - сейсмическая азимутальная анизотропия в верхних 200 км мантии. 1 - проекции стволы частей плюмов на земную поверхность (рис. 1В и 1D); 2 - поля позднекайнозойских эффузивов (рис. 1В); 3 - сейсмические станции и "быстрые" направления анизотропии, отражающие преобладающую ориентировку кристаллографической оси *a* оливиня в направлении сдвигового течения вещества мантии (рис. 1D, по [9, 10]).

Результаты интерпретации гравитационных аномалий в принципе согласуются с сейсмическими данными: большинство выделенных плюмов попадает в области относительно пониженных значений групповых скоростей волн Рэлея для периодов 70-150 с (рис. 1С), а азимутальная сейсмическая анизотропия свидетельствует о том, что сдвиговые течения в мантии в слившихся между собой головных частях плюмов имеют тенденцию быть направленными радиально по отношению к их стволовым частям (рис. 1D). Большинству плюмов соответствуют топографические поднятия.

Таким образом, геофизические данные указывают на существование мантийных плюмов в рассматриваемом регионе и на активный механизм Байкальского рифта. Однако, линейность рифтовых зон определяется не столько взаимным расположением плюмов, сколько линейностью древних (дорифтовых) структур литосферы (ее прочностных неоднородностей), которые находились вблизи плюмов [7]. Байкальский рифт приурочен к шовной зоне между Сибирской платформой и системой венд-раннепалеозойских островных дуг. Именно в этой ослабленной зоне, которая на большем своем протяжении имеет общее ЮЗ-СВ простирание, сформировался астеносферный выступ [7], заполнившийся слившимися между собой головными частями плюмов. Растяжение, генерируемое расширением (растеканием) линейного астеносферного диапира, ориентировано в направлении СЗ-ЮВ и не может блокироваться ортогональным по отношению к нему сжатием со стороны Индостана. Мы полагаем, что под Байкальской рифтовой зоной в позднем кайнозое могли активизироваться те же плюмы, под действием которых происходил раннемеловой рифтогенез в Забайкалье. Они попали в свое современное положение относительно структур литосферы в связи с перемещением Евразийской плиты к юго-востоку. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 03-05-64036.

Литература

1. Turcotte D.L., Emerman S.H. Mechanisms of active and passive rifting // *Tectonophysics*. 1983. V. 94, p. 39-50.
2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская провинция Центральной-Восточной Азии как проекция мантийного горячего поля // *Геотектоника*. 1995. № 5, с. 41-64.
3. Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли*. 1998. № 3, с. 3-28.
4. Cunningham W.D. Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, Central Mongolia: implication for the origin of the Baikal rift province // *Tectonophysics*. 2001. V.331, p.389-411
5. Richards M.A., Hager B.H. Geoid anomalies in a dynamic Earth // *Journal of Geophysical Research*. 1984. V. 89, p. 5987-6002.
6. White R., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100, p. 17543-17585.
7. Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1989. V. 168, p. 327-337.
8. Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Rigor A.W., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Logatchev N. A. SKS splitting beneath continental rift zones // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V.102, p. 22 781-22 797.
10. Dricker I.D., Roecker S.W., Vinnik L.P., Rogozhin E.A., Makeyeva L.I. Upper-mantle anisotropy beneath the Altai-Sayan region of central Asia // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2002. V. 131, p. 205-223.

ПЛЮМЫ ИЛИ ПРОНИКАЮЩАЯ МАНТИЙНАЯ КОНВЕКЦИЯ?

А.В. Иванов

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

Гипотеза мантийных плюмов, сформулированная Морганом в 1971 г. [1], предполагала решение сразу двух актуальных вопросов геологии и геофизики середины XX столетия. В ней давалось объяснение одностороннему смещению вулканизма в пределах асейсмичных хребтов на океанических плитах (горячих пятнах) и механизму восходящих токов в мантии. В этой гипотезе мантийное вещество приобретало положительную плавучесть из-за разогрева на каком либо из термальных граничных слоев. Позднее была рассмотрена возможность возникновения плюмов из-за привноса в глубокие горизонты мантии вещества литосферы посредством субдукции. Математическое моделирование и аналоговые эксперименты показали, что плюмы обоих типов должны характеризоваться весьма специфичной формой – широкой головной частью и тонкой подводящей колонной. Было высказано мнение о существовании особо крупных суперплюмов, поднимающихся с границы ядро-мантия, и плюмов меньшего масштаба, зарождающихся на разделе нижней и верхней мантии. Количество областей вулканизма, интерпретируемых в связи с мантийными плюмами, возросло от менее 20 в 1971 г. [1], до 37 в 1990 г. [2] и более 5000 в 1999 г. [3]. В обиход геологических исследований прочно вошло понятие «плюмтектоника» [4].

Несмотря на попытки теоретического обоснования плюмовой гипотезы [5], работы по идентификации таких разуплотненных (низкоскоростных) структур в мантии под большинством из областей современного внутриплитного вулканизма методами сейсмической томографии либо приводили к неоднозначности интерпретируемых результатов, либо, за редким исключением, показывали отсутствие плюмовых структур. Вместо суперплюмов обнаруживались пластиноподобные структуры. Так, например, была выявлена низкоскоростная пластина, полого поднимающаяся с глубин более 500 км из-под восточной Атлантики до основания литосферы под Средиземноморьем, интерпретируемая как восходящий поток мантийной конвекции [6]. Под Африкой была обнаружена сильнонаклоненная низкоскоростная аномалия, протягивающаяся от ядра до основания литосферы и соединяющаяся с аналогичной структурой под Атлантикой [7]. Эта аномалия получила название «Великий африканский плюм» [4]. Явное несоответствие аномалии структуре мантийного плюма привело к появлению гипотезы о разогреве древних субдуцированных плит (слэбов) в мантии за счет радиогенных источников тепла [8]. Позднее в работе [9] была проанализирована структура мантии под тридцатью семью современными горячими пятнами, связь которых с мантийными плюмами ранее не подвергалась сомнению [2]. В результате низкоскоростные аномалии были обнаружены только под восемью горячими пятнами. Более того, *«оказалось, они соединяются с обширными нижнемантийными низкоскоростными аномалиями под Тихим океаном и Африкой посредством изогнутых путей, напоминающих высокоскоростные аномалии в нижней мантии, которые интерпретировались как остатки слэбов палеоокеанов Фараллон и Тетис»* [9, стр. 6]. Частично это может быть обусловлено низким разрешением глубинной сейсмической томографии. Но если сеймотомография не подтверждает (хотя и не опровергает!) плюмовую гипотезу, то возникает необходимость рассмотрения альтернативных точек зрения. В этой работе проводится анализ изотопно-геохимических данных, чтобы показать, что они могут быть удовлетворительно объяснены в рамках гипотезы проникающей мантийной конвекции.

В изотопно-геохимической систематике вулканических пород, извергавшихся в

пределах океанической литосферы, в координатах отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ выделяются четыре конечных компонента: DMM, EM1, EM2 и HIMU [11]. Эти компоненты представляются как вершины тетраэдра, внутри которого располагаются все измеренные составы.

Компонент DMM характеризуется низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Этот компонент приписывается истощенной верхней мантии [12]. Компонент EM1 имеет низкие значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, умеренно высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Наиболее вероятно, что он образовался в результате субдущирования нижней части континентальной литосферы или континентальных терригенных осадков [12]. Компонент EM2 выделяется по повышенным значениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, высоким значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. На основании сходства с пелагическими океаническими осадками происхождение этого компонента связывается с субдущированием океанических осадков [12]. Компоненты EM1 и EM2 в разной степени обогащены Rb относительно Sr, Sm относительно Nd и U относительно Pb. Компонент HIMU одновременно несет в себе признаки обеднения Rb, Sm и обогащения U. Последнее предполагается из высоких значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Причина таких необычных характеристик обычно объясняется за счет субдущирования в мантию Земли океанической коры или литосферы в целом [12]. Согласно другому возможному объяснению обогащение изотопами свинца-206 и 207 происходит в некоторых участках мантии в результате сдвига изотопных отношений из-за большей мобильности радиогенных изотопов при диффузионных процессах, вызванной эффектом отдачи ядер при альфа распаде урана [13]. Такой процесс должен происходить в пределах слэба, где концентрации урана повышены относительно окружающей мантии и существует резкий градиент температур, стимулирующий диффузию.

По повышенным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в океанических базальтах был выделен особый компонент мантии – DUPAL [14]. Этот компонент преимущественно распространен в южном полушарии, где сопутствует компоненту HIMU [12]. Вполне вероятно, что они являются комплиментарными друг другу.

Выделяются гипотетичные внутритетраэдровые компоненты (C, FOZO, PREMA, F) которых интерпретировался как, либо состав примитивной недегазированной нижней мантии, либо преобладающий (усредненный) состав мантии, образовавшийся в результате перемешивания всех конечных компонентов [15]. Первая интерпретация основана на наличии недегазированной нижней мантии и переноса ее вещества в виде мантийных плюмов. В настоящее время, наличие такой мантии подвергается сомнению [16]. Так, для выделения недегазированной мантии использовались изотопы гелия. Однако было показано, что какие-либо систематические отличия между базальтами горячих точек (гипотетическими плюмами) и срединно-океанических хребтов (верхней мантией) отсутствуют [16]. Все значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ вместо ожидаемого бимодального распределения образуют единое гауссовское.

Из рассмотрения данных изотопной систематики океанических базальтов следует что, кроме внутритетраэдровых компонентов и компонента DMM, отражающих соответственно усредненный состав мантии и состав истощенной верхней мантии, все остальные компоненты связываются с субдущированным материалом, т.е. с материалом слэбов. В сейсмотомографических моделях крупномасштабные разуплотненные структуры в мантии по морфологии практически неотличимы от высоко плотностных аномалий - слэбов [8, 9]. Поэтому логично предположить связь разуплотненных структур с древними разогретыми слэбами, несущими изотопно-геохимическую характеристику EM1, EM2, HIMU и DUPAL, а не с плюмами.

Субдущуемые слэбы часто рассматриваются как нисходящая ветвь мантийной конвекции [10, 17]. Если предложенная в [8, 10] и развиваемая здесь гипотеза верна,

тогда появляется простое объяснение механизма полномантийной конвекции, в которой роль восходящей ветви играют разогретые слэбы. Такой механизм конвекции получил название "проникающей" [10]. Для подтверждения или опровержения гипотезы проникающей конвекции необходима постановка специализированных исследований, включая численное моделирование и аналоговые эксперименты.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке и Гранта Президента РФ МК-1903.2003.05.

Литература

1. Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. V.230, p.42-43.
2. Sleep N.H. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95, p. 6712-6736.
3. Malamud B.D., Turcotte D.L. How many plumes are there? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 174, p. 113-124.
4. Kerr R.A. The Great African Plume emerges as a tectonic player // *Science*. 1999. V. 285, p. 187-188.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Оценки глобальных процессов обмена веществом между оболочками Земли: сопоставление реальных геологических и теоретических данных // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, с. 1269-1279.
6. Hoernle K., Zhang Y.S., Graham D. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe // *Nature*. 1995. V. 374, p. 34-39.
7. Ritsema J., van Heijst H.J., Woodhouse J.H. Complex shear velocity structure imaged beneath Africa and Iceland // *Science*. V. 286, p. 1925-1928.
8. Балышев С.В., Иванов А.В. Низкоплотностные аномалии в мантии: всплывающие плюмы и/или разогретые погребенные литосферные плиты? // *Доклады АН*. 2001. Т. 380, с. 523-527.
9. Ritsema J., Allen R.M. The elusive mantle plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 207, p. 1-12.
10. Silver P.G., Carlson R.W., Olson P. Deep slabs, geochemical heterogeneity, and the large-scale structure of mantle convection: Investigation of an enduring paradox // *Ann. Rev. Earth. Sci.* 1988. V. 16, p. 477-541.
11. Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1986. V. 14, p. 493-571.
12. Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997, 490 p.
13. Титаева Н.А. Интерпретация изотопных составов вулканических пород океана и проблема неоднородности океанической мантии // *Петрология*. 2001. Т. 9, с. 504-518.
14. Hart S.R. The DUPAL anomaly: a large scale isotopic anomaly in the southern hemisphere // *Nature*. 1984. V. 309, p. 1984.
15. Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В., Пустовой А.А. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // *Доклады АН*. 2000. Т. 370, с. 223-226.
16. Meibom A., Anderson D.L., Sleep N.H., Frei R., Chamberlain C.P., Hren M.T., Wooden J.L. Are high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in oceanic basalts an indicator of deep-mantle plume components? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 208, p. 197-204.
17. Davies G.F., Richards M.A. Mantle convection // *J. Geology*. 1992. V. 100, p. 151-206.

ТЕКТОНИКА И МЕТОДИКА ОЦЕНКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА (НА ПРИМЕРЕ ШАИМСКОГО РАЙОНА)

*К.С. Иванов**, *Ю.Н. Федоров***, *В.А. Коротеев**, *М.Ф. Печеркин****,

*В.В. Кормильцев*****, *А.Г. Дьяконова*****, *О.Э. Погорелская**, *Ю.В. Ерохин**

*Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, ivanovks@igg.uran.ru

** Екатеринбург, Уральская государственная горно-геологическая академия

*** Урай, ООО "Лукойл-Западная Сибирь"

**** Екатеринбург, Институт геофизики УрО РАН

Шаимский нефтегазоносный район (ШНГР) является старейшим в Западно-Сибирском мегабассейне (ЗСМБ). На территории хорошо изучены доюрские

комплексы, что связано с небольшой глубиной их залегания и с тем, что из них получены промышленные притоки нефти. Поэтому район может являться эталоном для отработки методики картирования фундамента ЗСМБ и прогноза его нефтегазосности.

В докладе мы хотим обратить внимание на важные моменты для выработки эффективной методики поисков углеводородов в доюрском основании ЗСМБ: 1. Комплексность проводимых работ и составления карт фундамента исследуемой территории. 2. Выявление и картирование зон разломов фундамента, как зон повышенной пористости и проницаемости, т.е. нефтеперспективных. 3. Изучение природы вторичных изменений пород верхней части фундамента. 4. Включение магнитотеллурического зондирования наряду с сейсмо- магнито- и гравиразведкой в комплекс геофизических работ для выявления флюидонасыщенных зон в фундаменте.

В 2001-2003 гг. нами проводится комплексное геолого-геофизическое изучение фундамента ШНГР и составлены геологическая и тектоническая карты масштаба 1:500 000 его доюрского основания. Карты представляют собой ряд информационных геологических, геофизических и других слоев, накладывающихся друг на друга (использовано программное обеспечение ArcView). В основу деления территории положены данные бурения и аномальное гравитационное и магнитное поля, в которых выражены различия в физических свойствах структурно-вещественных комплексов.

На территории выделяется три структурных этажа. Нижний структурный этаж – комплексы Уральского складчатого пояса, среди которых выделены следующие формации: 1. Гранитоиды позднего карбона – ранней перми. 2. Метаморфическое сланцевое обрамление гранитоидов. 3. Терригенно-сланцевая формация верхнего палеозоя (неметаморфизованная). 4. Терригенные отложения карбона (угленосные?), не метаморфизованные. 5. Островодужные вулканогенно-осадочные комплексы нижнего и среднего палеозоя. 6. Плагииграниты; 7. Серпентиниты.

Средний структурный этаж – триасовые вулканогенные и, реже, терригенно-вулканогенные толщи, слагающие в регионе ряд грабенов. На карте среди триасовых образований выделены следующие формации.

1. Формация кайнотипных базальтов. Для базальтов типично наличие слабо девитрифицированного вулканического стекла в мезостазисе, присутствие свежего клинопироксена (авгита) и основного плаггиоклаза (обычно лабрадора). Нами получены новые прецизионные (метод ICP-MS) данные по геохимии этого комплекса. Подтверждаются представления о принадлежности пород комплекса толентовой петрогенетической серии, с несколько повышенной щелочностью калиевого типа, что, по-видимому, является характерной особенностью большинства вулканических проявлений эпиорогенного рифтогенеза вообще. 2. Липарит-базальтовая формация с подразделением на липариты и базальты. 3. Эффузивы, с преобладанием туфов смешанного состава. 4. Габбро и габбро-долериты.

Верхним структурным этажом являются юрские и более молодые осадки ЗСМБ.

Доюрские геологические комплексы слагают в ШНГР две главных тектонических структуры. 1. Триасовый Даниловский грабен, который протягивается в субмеридиональном направлении через весь регион более чем на 330 км, при ширине от 45 км до 90 км. Грабен имеет тектонические границы с расположенными западнее и восточнее палеозойскими вулканогенными, осадочными и метаморфическими комплексами. Вдоль этих разломов местами отмечаются тела серпентинитов, четко устанавливаемые по крупным положительным магнитным аномалиям в сочетании со спокойным гравитационным полем, обычно слабо отрицательным. 2. Позднепалеозойская гранито-сланцевая ось, известная как Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий Зауральского поднятия (его центральная, осевая часть), расположена

восточнее Даниловского грабена. Эта структура также протягивается через весь Шамский нефтегазоносный район и далее в субмеридиональном направлении на сотни км, имея ширину 30-45 км. На юге района гранито-сланцевая ось и Даниловский грабен соприкасаются, а севернее между ними отмечаются позднепалеозойские песчано-сланцевые толщи и (близ поселка Шаим) среднепалеозойский островодужный комплекс, представленный офиолитами (меланжированными серпентинитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами) и вулканогенно-осадочными толщами. "Гранито-сланцевая ось" характеризуется региональной отрицательной гравиметровой аномалией. Локальные субизометричные отрицательные аномалии в пределах этой структуры интерпретируются нами как позднепалеозойские массивы гранитоидов, а обрамление этих аномалий – как вмещающие метаморфические сланцы. Позднепалеозойский, раннепермский возраст гранитов устанавливается в скв. В-Окуневская 10484 – 279 ± 7 млн. лет (К-Аг метод); 284 ± 5 млн. лет (Rb-Sr изохрона). Обрамление гранитов сложено разнообразными сланцами зеленосланцевой фации метаморфизма, среди которых преобладают серицит-кварцевые, альбит-хлорит-кварцевые, графит-кварцевые разности. Возраст метаморфизма сланцевого комплекса раннепермский - средний возраст по 5 определениям 279 ± 8 млн. лет; примечательно, что это совпадает с вышеприведенным возрастом гранитов.

"Гранито-сланцевая ось" разбита серией крупных региональных правых сдвигов западно-северо-западного простирания с амплитудой смещения до 10-12 км. Эти сдвиги хорошо видны как в гравитационных полях по смещениям главных структур региона, так и в магнитных полях, где развитые вдоль сдвигов разломные зоны отмечаются линейными, слабыми положительными магнитными аномалиями, по-видимому, обусловленными выделением магнетита во время дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации в зонах дробления и рассланцевания. Мощностью этих зон дробления, связанных с региональными правыми сдвигами, доходит до 5 км. Региональные сдвиги разбивают всю "гранито-сланцевую ось" на ряд блоков, протяженность которых большей частью составляет около 40-50 км, причем каждый, более северный блок сдвинут на восток (и, часто, опущен) относительно более южного.

В строении фундамента района устанавливается много общего с открытым Уралом. По составу, возрасту и структуре многие геологические комплексы Урала и ШНГР аналогичны. Это касается комплексов "гранито-сланцевой оси", а также и других палеозойских формаций. Наряду с этим, выявляются и существенные различия между этими двумя регионами. Главными различиями являются значительно более широкое развитие вулканогенных толщ триаса в фундаменте ШНГР и присутствие в Шамском районе системы крупных региональных правых сдвигов западно-северо-западного простирания, вызывающих эшелонированные смещения главных структур. По всей видимости, эта система сдвигов была сформирована в основном в ранне-среднем триасе и позднее, в результате того же субширотного растяжения региона и опускания его северных частей, которое сформировало сначала систему триасовых грабенов Западной Сибири, заполняемых вулканогенными и терригенно-вулканогенными толщами, а затем и весь ЗСМБ. Выявленная система региональных правых сдвигов является одним из главных элементов формирования структуры региона.

Заключение

1. Для оценки перспектив нефтегазоносности доюрского фундамента ЗСМБ необходимы комплексные геолого-геофизические исследования, которые желательно проводить системно, вырабатывая единую эффективную методику.

2. Для оценки нефтеносности фундамента необходимо изучить его строение и развитие, т.е. обобщить весь объем геолого-геофизических данных в единой

геоинформационной системе и составить геологическую карту фундамента всей исследуемой территории. Построение карты фундамента эффективно при комплексных геолого-геофизических исследованиях с использованием геоинформационных технологий и высокоточных аналитических методов, включая геологические, палеонтологические, геохронологические, петролого-геохимические.

3. Необходимо выявление и картирование зон разломов фундамента (особенно молодых и мощных), как зон тектонического разуплотнения, повышенной пористости и проницаемости, т.е. нефтеперспективных.

4. Целесообразно изучение природы вторичных изменений верхней части фундамента.

5. В комплекс геофизических исследований кроме сейсмо- магнито- и гравиразведки целесообразно включать магнитотеллурическое зондирование для выявления флюидонасыщенных зон в фундаменте. При проведении этих работ целесообразно объединять метод индукционного зондирования (ИЭМЗ) с искусственным локальным источником (магнитный диполь) и магнитотеллурического зондирования с естественным источником электромагнитного поля ионосферного происхождения АМТЗ-МТЗ. Благодаря аппаратурно-методическим разработкам, осуществленным в последние годы, появились реальные перспективы индуктивной электроразведки при решении широкого круга задач, обусловленных как изучением тонкой структуры геоэлектрического разреза при региональных работах, так и в связи с поисками углеводородов. Выделению подлежат зоны локальных минимумов гравитационного поля интенсивностью первые единицы и доли мГал, обладающие характерными размерами и морфологией и совмещенные в плане с подобными зонами пониженного или отрицательного магнитного поля. Определенный объем сейсмических данных МОВ-ОГТ следует подвергнуть ДФМ-интерпретации по специальному алгоритму, что позволит по атрибутам сейсмического сигнала выделить области аномальных давлений в интервале от кровли выступа до подошвы продуктивного горизонта в окружающих осадках, перспективные на приток углеводородов.

Приведенные данные показывают, как нам кажется, достаточно высокую эффективность выбранного нами подхода к изучению фундамента Шаимского нефтегазоносного района, т.е. комплексных геолого-геофизических исследований с использованием современных высокоточных аналитических методов и геоинформационных технологий. Подобный подход было бы полезно использовать и для других районов Западно-Сибирского мегабассейна.

ОТОБРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОЙ ТЕКТониКИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВИНЫ НА РЕГИОНАЛЬНЫХ ПРОФИЛЯХ ОГТ

Ю.М. Ильин, И.А. Копысова, Л.В. Нечипуренко

Тюмень, Сибирский Научно-Аналитический Центр, sibnac@sibtel.ru

Отложения, залегающие ниже кровли верхней юры в Западной Сибири, изучены значительно слабее и глубоким бурением, и сейсморазведкой МОГТ. Мнения исследователей о тектонике юрских и доюрских образований часто оказываются принципиально различными и базируются на разных методах исследований.

Так, выделение Омского разлома или Колтогорско-Уренгойского сквозного триасового грабен-рифта и юрского желоба над ним производится на основе отождествления интенсивной зоны гравимагнитных аномалий с разломами

(И.В.Дербиков, В.С.Сурков, О.Г.Жеро и другие). Напротив, В.С.Бочкарев и другие севернее Уренгоя обособливают Надым-Тазовскую синеклизу, которая еще севернее сменяется поперечной валообразной структурой - Мессояхским порогом [1, 2, 3].

Современные материалы МОГТ хорошо увязаны с данными глубокого бурения и их интерпретация, вероятно, исключает грубые ошибки. Следует иметь в виду, что результаты сейсморазведки часто публикуются в виде профилей со сжатым горизонтальным масштабом в 10-30 раз. При этом часть флексур легко «переводится» в разломы, а плоские прогибы, как Надым-Тазовская синеклиза или ее части, кажутся желобами.

В Западной Сибири отработано около 150 региональных профилей ОГТ, которые вместе с глубокими и сверхглубокими скважинами образуют значимый каркас информатики, который позволяет предметно обсуждать важнейшие элементы глубинной тектоники Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Отметим, что отработка отдельных отрезков профилей в Обской губе позволила впервые получить сейсмогеологический разрез от Урала до Сибирской платформы включительно.

Последовательное рассмотрение региональных профилей с севера на юг, или от профилей, где имеются сверхглубокие скважины, - скважина СГ-6 на профиле № 25 и скважина СГ-7 на профиле № 29, - в обе стороны, позволяет видеть устойчивые модели строения региона от участка к участку. Резкие изменения обособлены в Уренгойском районе, где полигон из профилей 23-27 и 106-109, в дочехольной части отображает распространение пермо-триасовых рифтовых структур, выполненных красноселькупской серией, в понимании В.С.Бочкарева [1]. Эти же вулканогенные образования В.С.Сурков, А.М.Казаков и другие [4] называют туринской серией.

На западных флангах профилей, проходящих в основном через Ямал вблизи Урала и Пайхоя, отображается ступенчатое строение этой части Западно-Сибирской геосинеклизы. При этом четко видно, что вдоль Урала и Пайхоя развиты вторичные горсты и вторичные грабены, осложняющие моноклизы. Во вторичных грабенах сохранились триасовые, юрские и меловые отложения чехла, что доказывает обширность его распространения к началу предальбской и прднеогеновой перестройки. Средняя часть региональных профилей отображает разное строение Западной Сибири к северу от Уренгоя и к югу от него, или даже к югу от Тарко-Сале. На севере палеозойские чехлы, залегающие на древнем, докембрийском фундаменте, отделяются небольшим несогласием от триас-юрских отложений, а последние часто включают унаследованные валы и своды, амплитуды которых увеличиваются вниз по разрезу [2, 3]. В южной половине Западной Сибири на профилях 20-9 и 8-1 видно, что мезо-кайнозойский чехол - сокращенный и начинается с тоарских или среднеюрских отложений, а местами даже с верхнеюрских.

Восточная окраина, в отличие от западной, является более крутой, не включает вторичные горст-грабеновые структуры и имеет повышенную мощность всех отделов юры. В целом региональные профили ОГТ от Урала до Сибирской платформы дополнительно отображают реальное расположение неокомской фондоформенной части разреза, переходящей на восток в клиноформы и ундаформы, как бы прижатые к востоку, а не к западу, где имеются еще клиноформы восточного падения.

На субмеридиональных профилях от 102 до 109 отображаются крупные субширотные структуры. При этом Мессояхский порог имеет амплитуду по горизонту Б в 3 раза большую, чем Хантейская антеклиза и Александровский мегавал в Среднем Прибые.

Еще одним важнейшим аспектом профилей ОГТ является то, что картина строения палеозойского чехла на востоке, выделяемого в Гыдано-Енисейский бассейн (Брехунцов, Бочкарев, Дешеня, 2002), устойчивая с севера на юг и имеет

протяженностью более 1500 км. Палеозойский чехол всюду залегает в виде моноклинали, наклоненной на запад и усложненной редкими высокоамплитудными валами. Их простираие меняется от северо-восточного на юге Западной Сибири (Касский и другие) до меридионального (Сузунско-Тагульский вал).

В целом, каркас региональных профилей МОВ ОГТ с глубокими скважинами на них передает целостный образ Западно-Сибирской геосинеклизы и модель ее формирования в документах.

Литература

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Тектоника фундамента, триасового рифтогенного комплекса и чехла Западно-Сибирской равнины // Тектоника Неогей: общие и региональные аспекты. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 2001. Том I, с. 69-73.
2. Бочкарев В.С. Вулканогенные образования триаса Западной Сибири // Триас Западной Сибири. Новосибирск, 2001, с. 49-52.
3. Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Бородкин В.Н., Дещеня Н.П. Методология и опыт выделения главных нефтегазоносных объектов на севере Западной Сибири на современном этапе освоения месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 11-12, с. 1854-1863.
4. Сурков В.С., Девятков В.П., Жеро О.Г. и др. Стросние земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Тюменская сверхглубокая скважина. Пермь, 1996, с. 308-316.

ЭВОЛЮЦИЯ НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

*В.С.Имаев**, *Л.П.Имаева***, *Б.М.Козьмин***, *К.Фуджита****, *К.Д.Маккей****

*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, imaev@crust.irk.ru

**Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

***Восточный Лансинг, Университет штата Мичиган, США

Активные неотектонические процессы, протекавшие в кайнозойе на южной и северо-восточной окраинах Сибирского кратона, сформировали комплекс структур, обладающих специфическими чертами своего развития, включая особенности их морфотектонического облика, наличие активных разрывных нарушений, аномальные геофизические поля, высокий тепловой поток, максимальные проявления сейсмичности и др.

Территория Якутии, где развиты рассматриваемые структуры, в течение неотектонического этапа контролировалась с одной стороны активными процессами рифтинга океанических структур, имеющих место в Северо-Евразийском бассейне, и процессами субдукции, происходящими в Курило-Камчатской и Алеутской островных дугах, а с другой - достаточно статичным и консервативным тектоническим режимом, господствовавшим в пределах Сибирской платформы.

Рифтовые процессы, протекающие в срединно-арктическом хребте Гаккеля, начались около 60 млн. лет тому назад. Скорость спрединга и разрастания океанической коры в нем невелика и составляет 5-7 мм/год. Расположенный восточнее Американо-Альпийского бассейна с хребтами Менделеева и Альфа представляет собой реликт срединно-арктического хребта, отмершего примерно 40 млн. лет назад, а глубоководные котловины являются остатками юрско-меловой океанической коры.

Рифтогенез, спродуцированный в Арктическом океане, затронул территорию шельфа и современного побережья моря Лаптевых, где образовался маломощный чехол глинистых палеогеновых осадков, сформировавших обширный континентальный прогиб, сохранившийся в настоящее время в виде его отдельных фрагментов. В миоцен - плиоценовое время на территории бывшего прогиба возник свод. Об этом свидетельствуют сохранившиеся сильно-дислоцированные толщи - в Кенгдейском

грабене, Быковской протоке, и вблизи пос.Тикси. Дальнейшая проградация процессов рифтинга на его ранних стадиях вглубь континента привела к формированию полового свода субдолготной ориентации, северо-восточный фланг которого картируется по грубообломочным отложениям Индигино-Зырянского прогиба, а юго-западный – по обломочным толщам, обнаруженным в Верхнеречской впадине

Примерно в это же время (палеоген) подобное сводовое поднятие существовало на месте будущего северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы. Относительно пологие прогибы, выполненные угленосными отложениями этого же возраста, установлены в прибрежных частях Восточно-Сибирского моря на севере Якутии.

Новое усиление тектонической активности произошло в олигоцене. Именно с этого времени началось накопление грубобломочных моласс в Индигино-Зырянском прогибе, Нижнеалданской впадине и главной рифтовой долине Момской рифтовой системы (Селеннянская, Кыринская, Нижнеомская и другие впадины). К этой неотектонической эпохе относятся первые полюции вулканизма в северных звеньях Байкальской рифтовой зоны, где в конце миоцена-плиоцене произошло усложнение существующей рифтовой системы путем развития систем разломов и дифференциации движений по ним. В результате ранее сформированные кайнозойские толщи были смяты и деформированы в складки, возникли продольные разрывы сдвигового и надвигового генезиса. Именно в это время в пределах Момского рифта произошло внедрение субщелочных липаритов, а в пределах Чарского рифта вблизи Удоканского хребта (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны) - щелочных базальтов и трахитов, возраст которых по калий-аргоновым датировкам составляет 16 и 9,5 млн.лет.

Рассмотрение современного структурного рисунка Момской рифтовой системы показывает, что осевая часть рифтовой долины состоит из кулисообразно расположенных ромбовидных впадин, которые заполнены олигоцен-миоценовыми и более молодыми молассоидами. Установленная кинематика разломов, обрамляющих эти впадины, показывает, что в после-среднечетвертичное время здесь произошла инверсия напряженного состояния земной коры, вызывшаяся в формировании продольных по отношению к простиранию впадин сдвигов, которые рассекали осевые части высокогорных хребтов (Улахан-Чистай, Тас-Хаяхтахский, Момский и др. имеющих абсолютные высоты более 2000 м). Сдвиги вместе с параллельными им взбросами и надвигами образовали структуры типа "palm-tree" или "flower". При этом, осевые линии хребтов, обрамляющих систему впадин Момского рифта, несут следы горизонтальных смещений по сдвигам северо-западного простирания в виде кулисообразных отрезков. В некоторых случаях сдвиговые перемещения придают морфологии хребтов S – образную форму (хребты: Чималгинский, Чибгалахский и др.).

Более простая тектоническая обстановка устанавливается в пределах Южной Якутии, где неотектонические процессы протекают в условиях конвергенции отрезка границы Евразийской и Амурской литосферных плит. Для этой территории не имеются достоверно установленные данные по позднекайнозойским отложениям в пределах Становой орогенной области, тяготеющей к межплитной границе указанных плит, выраженной субширотной системой разломов, хотя фрагменты молассовых отложений все же встречаются в отдельных морфологически четко выраженных приразломных впадинах (Гюскангская, Гувилгринская, Токарикская и др.), перекрывая собой верхнемезозойские терригенные и вулканогенные отложения..

Отчетливое наследование более древнего (мезозойского) структурного плана кайнозойским - позволяет сделать вывод, что вдоль плитной границы - зоны сочленения Алданского щита с Джугджуро-Становой складчатой областью бы-

сформировано сводовое поднятие, осевая часть которого рассечена системой продольных субширотных сдвигов, а его северная оконечность надвинута на мезозойские угленосные впадины с амплитудами в 15-25 км (кряж Зверева на Чульманскую впадину, поднятие Токинского Становика на Токинскую впадину).

Установленные окраины Сибирского кратона, связаны с особенностями северо-восточной окраины Евразийской, Североамериканской и Амурской, которые сближаются в северо-восточном направлении. Вместе с тем, развитие Момского рифта и сменившей его складчатостью в более поздние неотектонические эпохи были обусловлены сейсмотектонической обстановкой на границе Евразийской и Североамериканской плит вблизи их полюса вращения, который по данным полосовых магнитных аномалий и положения слип-векторов в очагах землетрясений располагался вблизи побережья моря Лаптевых. Изменение местоположения полюса вращения этих плит вызвало реорганизацию их движения и привело к существенным изменениям геодинамической обстановки на арктическом побережье и прилегающей части Азиатского континента, когда растяжение земной коры происходившее здесь в олигоцене-миocene и среднем плейстоцене сменилось обстановкой сжатия. На это указывают многочисленные данные по разрывным и складчатым деформациям и проявления сейсмичности, которые представлены Арктико-Азиатским поясом землетрясений, служащим границей Евразийской и Североамериканской плит и соединяющим сейсмичность Арктического и Тихоокеанского регионов. Пространственное распределение местных землетрясений в пределах этой границы плит вместе с данными параметров фокальных очагов сильных землетрясений и кинематикой сейсмогенерирующих разломов указывают, что вся территория в современное время находится в условиях горизонтального сжатия, связанного с коллизией названных плит. Для неотектонических процессов в этом регионе наблюдается тенденция последовательной смены дивергентных процессов на конвергентные, что обусловлено перемещением полюса вращения Евразийской и Североамериканской плит с побережья Охотского моря в район вблизи залива Буор-Хая моря Лаптевых.

По геолого-структурным и сейсмологическим данным, геодезическим и GPS-наблюдениям Евразийская и Амурская литосферные плиты на юге Якутии также сближаются в современное время в северо-восточном направлении. Субширотные сдвиги, развитые вдоль осевой части Станового орогенного поднятия на границе названных плит, сопровождаются параллельными им надвигами и взбросами, и пересекаются в центральной части поднятия диагональными сдвигами, образуя характерные структуры типа пальмового дерева. Сама граница плит выражена Байкало-Становым поясом землетрясений, вытянутым от оз. Байкал к Охотскому морю. Пояс включает Байкальский рифт (БР) и продолжающую его к востоку Олекмо-Становую сейсмическую зону (ОСЗ) в Южной Якутии с разным типом напряженного состояния земной коры: растяжением для БР и сжатием для ОСЗ.

При этом, сейсмотектоническая обстановка осложняется здесь продвижением БР на восток. Это подтверждается активным формированием сбросов на западном фланге Станового орогена и возникновением здесь сильных землетрясений со сбросовыми и сбросо-сдвиговыми подвижками в их очагах.

Таким образом, анализ развития неотектонических структур в Южной и Северо-Восточной Якутии свидетельствует, что сейсмотектонические процессы развиваются здесь по разным сценариям. Так, для территории Северо-Восточной Якутии характерна такая последовательность развития неотектонических событий, когда формирование морфоструктур объясняется влиянием Момского рифта, возникшего в

ее центральной части в период олигоцен-миоцен- плиоцен- средний плейстоценового времени. Верхнеплейстоценовое сжатие, прослеживаемое и в современную геологическую эпоху, скорее всего, связано с изменением местоположения полюса вращения Евразийской и Североамериканской плит и особенностями взаимодействия выделяемых здесь мелких плит и блоков. В Южной Якутии, напротив, процессы, протекающие в условиях достаточно консервативной обстановки сжатия, характерной для транспрессионных зон (сжатие со скольжением), которая следует из совпадения древнего (мезозойского) и молодого (позднекайнозойского) структурных планов, а также данных геолого-структурных наблюдений, испытывают на себе влияние БР, где процессы рифтогенеза пытаются развиваться к востоку и уже проявляются на западном фланге ОСЗ.

Возможно, что такие особенности развития неотектонических структур на Северо-Востоке Азии являются в определенной степени закономерными и стремятся уравновесить геодинамические процессы, протекающие по обрамлению статичного Сибирского кратона, когда растяжение вдоль его южной границы компенсируется сжатием на северо-востоке в Верхояно-Колымского складчатой области.

О ТЕРМИНЕ «ГЕОДИНАМИКА» И СООТНОШЕНИЯХ ГЕОТЕКТониКИ И ГЕОДИНАМИКИ (в порядке дискуссии)

А.Х. Казарманов

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный горный институт,
emile@rol.ru

Геодинамика принадлежит к одному из новых научных направлений в геологии, активно развивающихся в последние десятилетия. Как известно, становлению этого направления в решающей степени способствовало появление концепции тектоники плит, а в последнее время - данные сейсмической томографии.

Появились монографии посвященные геодинамике [1,4]; учебная дисциплина «Геотектоника», включенная в программы подготовки геологов, переименована в "Геотектонику и геодинамику". Издан учебник по этому курсу[8]. В то же время определение геодинамики и ее соотношение с геотектоникой понимаются неоднозначно.

Наиболее развернутое определение геодинамики было дано в 1979 г. Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным[4]. Они определяют геодинамику как науку о *глубинных силах и процессах, обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в верхних твердых оболочках*. Предложено выделять *общую геодинамику* или *геодинамику внутренних оболочек* (курсив наш, А.К.) планеты - первопричины развития глубинных недр и развития верхних оболочек; *частную геодинамику* - изучение геодинамики поверхностных оболочек (т.е. движение плит, связанные с ними тектонические и магматические явления); *региональную геодинамику* - геодинамику конкретных, ограниченных по площади территорий земной поверхности, и *историческую геодинамику* или *палеогеодинамику*. В соответствии с изложенным, книга Л.П. Зоненшайна и Л.А. Савостина содержит три основные главы - общая, частная и региональная геодинамика.

В том же, 1979 г. была опубликована книга Артюшкова «Геодинамика» [1], в которой он определил геодинамику как науку, рассматривающую силы, приводящие в движение кору и мантию; тем не менее, сама монография содержит лишь изложение

концепции тектоники плит. В учебнике В.Е. Хаина и М.Е. Ломизе[8] задача геодинамики определяется как *установление и исследование сил, действие которых порождает процессы, изменяющие состав и строение оболочек твердой Земли* (с. 5; курсив наш. А.К.). Если строго следовать такому определению, в указанном учебнике геодинамике соответствует только последняя глава «Основные источники энергии и глубинные механизмы тектонических процессов» (с.440-463), написанная, как указывают авторы в предисловии, с участием В.А. Галкина и М.А. Гончарова.

Что же понимается под геодинамикой за рубежом? Автор неоднократно переиздававшихся «Принципов геодинамики» А.Е. Шейдеггер (Scheidegger A.E. Principles of Geodynamics. 3rd ed. New York. Springer-Verlag.1982) определяет геодинамику как науку, которая пытается объяснить наблюдаемые факты о нашей планете на основе динамических принципов механики[7]. Он различает эндогенную геодинамику, близкую к геодинамике в изложенном выше смысле, и экзогенную геодинамику; по существу, это динамическая геоморфология.

Таким образом, Л.П. Зоненшайном геодинамика определяется как наука, изучающая *глубинные силы и процессы*; в действительности же в большинстве публикаций геодинамика сводится к *плейттектонике* – частной, региональной или исторической геодинамике в понимании Л.П. Зоненшайна (поэтому, в частности, капитальный трехтомный труд В.Е. Хаина с сотрудниками «Историческая геотектоника» вполне мог бы быть назван «Исторической геодинамикой»). Иначе говоря, речь идет о *следствиях* глубинных сил и процессов, явлениях, которые всегда составляли основное содержание геотектоники

Конечно же, в геодинамике должны включаться все геотектонические гипотезы, что и сделано Л.П. Зоненшайном (3).

Что же остается за геотектоникой? В.Е. Хаин определяет геотектонику как науку о *строении, движениях и деформациях литосферы* (подчеркнуто нами. А.К.) и ее развитии в связи с развитием Земли[8], с.4). В. В. Белоусов[2] объектом геотектоники считал тектоносферу, включая в это понятие литосферу и астеносферу. По Ю. А. Косыгину[5], объект тектоники – *вся твердая Земля*. В недавно вышедшем капитальном коллективном труде «Фундаментальные проблемы общей тектоники» Ю.М. Пушаровский[7] в сферу геотектоники включил весь земной шар до ядра включительно, а под тектоносферой предложил понимать земную кору и всю мантию.

Если геодинамика - это внутренние силы и процессы, действующие под земной корой, то ее содержание должно сводиться к общей геодинамике Зоненшайна. В этом понимании геодинамика могла бы быть разделом геотектоники.

Если считать, что геодинамика - самостоятельная отрасль знаний, которая рассматривает процессы, обуславливающие развитие Земли в целом и силы, их вызывающие, то за геотектоникой остается только статика, описание и анализ морфологии, строения литосферы и Земли в целом; иначе говоря, резко сужается содержание этой науки. Однако не исключается и третий вариант решения вопроса. Л.П. Зоненшайн (3) совершенно справедливо подчеркивал, что «объекты геодинамики недоступны непосредственному изучению и о них удается судить по косвенным признакам, теоретическим построениям и результатам их проявления на поверхности Земли». Именно эти **результаты**, без которых геодинамика лишается своей **доказательной базы**, и являются содержанием геотектоники. Без этой базы существование геодинамики немыслимо. Поэтому можно допустить и такое решение - геодинамика включает в себя геотектонику, поглощает ее.

Как обстоит дело в других отраслях знания?

В недрах гидрогеологии зародилась «Динамика подземных вод», но она не обособилась от этой науки. Океанография **включает** в себя и динамику водной толщи,

и исследование ее причин. Подобные примеры из других отраслей знания можно умножить.

Расширение объекта геотектоники от земной коры, затем - литосферы и тектоносферы (в понимании В.В. Белоусова) до земного шара в целом – явление естественное, связанное с развитием науки. Фундамент геотектоники – вещество земной коры и его структура, материальные объекты, которые мы можем проанализировать, определить их состав и строение (образно выражаясь, «пощупать своими руками»), показать на геологических и тектонических картах, имеющих непреходящее значение и являющихся основой всех других построений. Объект же геодинамики в значительной степени эфемерен. Методы геодинамики - математическое и физическое моделирование - обычно включались в геотектонику. Позтому логичней было бы включать геодинамику в геотектонику в виде ее крупного раздела, связывающего эту науку с геофизикой и геохимией, и говорить «геодинамические аспекты геотектоники (или тектоники)», а не «геотектоника и геодинамика» и т.п.

Литература

1. Артюшков. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. – 2-ое изд., перераб. и доп.-М.: Недра, 1989. – 382 с.
3. Горная энциклопедия. Гл. ред. Е.А. Козловский. М.: Советская энциклопедия. Т.1.1984. 560 с.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. – 1979. 311 с.
5. Косыгин Ю.А. Тектоника. 3-е изд., перераб. и доп. М.:Недра, 1988. 462 с.
6. Современные проблемы общей тектоники. Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. – 520 с.
7. Структурная геология и тектоника плит: В трех томах. Т. 1. Пер. с англ. /Под ред. К. Сейфферта.- М.: Мир. 1990. – 315 с.
8. Хаин В.Е., М.Г. Ломизе. Геотектоника с основами геодинамики. М., изд. МГУ, 1995. 480 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Э.Р. Казанкова, Н.В. Корнилова

Москва, Институт проблем нефти и газа РАН, kazankova@ipng.ru

Подавляющее большинство объектов традиционного геологического анализа, строго говоря, являются объектами не классической, а нелинейной геологии – науки о процессах упорядоченности, структурирования, организационных процессах, дифференциации [1]. Геодинамические процессы имеют ряд общих признаков, связанных с особенностями строения литосферы, инициирования и механизма протекания. Одним из важнейших направлений нелинейной геодинамики является исследование поля напряжений и моделирование его поведения в геосферных оболочках Земли. В геологических разрезах пространственные и временные координаты геометрически и физически связаны. Этот феномен постулируется принципом Н.Стенона выше/ниже = позже/раньше, который плодотворно эксплуатируется в геологии уже более 300 лет. И прошлое и будущее как бы «вморожены» в пространство, занятое геологическими телами.

Применительно же к соотношениям возраста и времени можно констатировать, что любому возрасту всегда соответствует время, но не любому времени отвечает возраст, то есть фиксированное состояние объекта. Наблюдаемые в разных регионах различия приводят иногда некоторых исследователей к отрицанию общих закономерностей, отрицанию этапности геологических процессов. Общие закономерности существуют, но они не отрицают особенностей развития отдельных

районов, также как различия в развитии отдельных районов не должны отрицать общих закономерностей. Развитие геодинамических процессов в земной коре происходит в направлении сохранения неустойчивого равновесия, метастабильного состояния. Неизбежность тех или иных преобразований среды имеет строго событийно-пространственную привязку, проявляющуюся в виде геологических особенностей.

На геологических картах эти особенности отражены в виде тектонически дислоцированных пород, линеаментов разной природы, протяженности и густоты. Механизм эволюционных преобразований действует с удивительным постоянством, как на микро, так и на макроуровнях. Накопление напряжений идет постоянно, а разрядки напряжений происходят дискретно [2]. Методологической основой наших работ является исследование неустойчивого состояния геолого-геофизической среды, обусловленного спиралевидно-скручивающим движением масс Земли [3].

В условиях несовпадения поступательного смещения твердых, жидких и газообразных масс Земли с ее вращением возникают разноуровневые и разномасштабные пространственно-временные структуры. Эти структуры представляют собой вложенные друг в друга эллипсоидные сегменты, адекватные ранжированию геологической среды на подвижные блоки, соответствующие ее напряженно-деформированному состоянию. Эллипсоидная форма блоков земной коры при движении способствует их поворотам и одновременному образованию на их границах ротационных сдвигов, сдвига-раздвигов, сдвига-надвигов, надвигов, взбросов и сбросов. Структуры такого типа наблюдаются повсеместно.

Процессы, составляющие и сопровождающие геодинамические явления, протекают не в изолированной системе, а в естественных полях Земли различной природы. Поле напряжений - квазистационарная составляющая суммарного поля сил разной природы, действующих в геологической среде, или, другими словами, пространственно организованная совокупность всех сосредоточенных в данной точке природных механических, физико-химических, термодинамических и других процессов, обобщенно отражающая динамику всех физических полей и излучений. Оно образует неразрывную систему полей напряжений разных рангов, взаимосвязанных в определенных объемах геологической среды и определяет динамическую структуру Земли в каждой конкретной точке.

Поля напряжений неотделимы от других физических реальностей и не могут считаться ни внутренними, ни внешними по отношению к любой изолированной системе. Эти поля имеют природу, связанную с кручением пространства и представляют собой единое фрактальное семейство, повторяющее свою геометрию на различных масштабных уровнях. На некоторых уровнях поле представляет собой пространственно-временные вихри в среде, находящейся в состоянии непрерывного движения. Векторы поля напряжений, проходя в течение геологической истории по одной и той же трассе, меняют направление, контролируя соответственно разновозрастные комплексы, таким образом, в трехмерном пространстве создается универсальная безразмерная сеть напряжений, которая является опорой, силовым (энергетическим) каркасом, связью на масштабах любых расстояний. Элементарная форма движения находит свое выражение в материальной среде в виде изменений деформационно-разрушительного характера [2].

Планетарные системы разломов могут рассматриваться как глобальные системы центрально-симметричных зон тангенциальных сжатий и растяжений литосферы, поднятий и опусканий, разделяемых кольцевыми и деструктивными зонами, сменяющимися в пространстве в определенных ритмах, подобных для всех систем Земли. Структура поля напряжений разных рангов отражена в ортогональной и диагональной системах линеаментов. Глобальные линейные неоднородности земной

коры образуют на поверхности полигональные сети, выделяемые дистанционными и наземными методами. Азимуты простирания, углы падения, неровности поверхности, размеры и другие характеристики разделов делимости в основном зависят от характера, направленности и величины действовавших сил, скорости роста разрывов и менее – от физических свойств пород, закономерно изменяясь в пространстве и во времени.

Очевидно, что тела одинаковой конфигурации создаются в однотипных силовых полях в любой точке земного шара. Следовательно, если установлен механизм образования тел определенной конфигурации, например, в Европе, то он будет таким же и в Азии, и в Африке, и в Америке [4]. Механизм эволюционных преобразований действует с удивительным постоянством как на микро-, так и на макроуровнях [2]. Накопление напряжений идет непрерывно, а разрядки напряжений происходят дискретно. Неизбежность тех или иных преобразований материальной среды имеет строго событийно-пространственную привязку, проявляющуюся в виде геологических особенностей. На космическом снимке отчетливо видно, что Мугоджары смещены относительно Южного Урала против часовой стрелки на расстояние не менее 100 километров. Разобщение произошло по фрагменту Таласоферганско-Самарской зоны сдвига, которое просматривается на геологических картах по положению западных границ, как складчатых сооружений, так и слагающих их однотипных формаций.

Западнокамчатская вихревая структура на космическом снимке опознается по рисунку спирали, аналогичной образуемой циклонами. На геологической карте, составленной без учета существования вихря, он намечается по изгибам разрывов и ограниченных ими блоков, сложенными разновозрастными породами. Плавные, концентрически расходящиеся контуры образуют четвертичные отложения индустрирующие рукава спирали, выраженные понижениями в рельефе, возможно связанные с разрывами. В центре структуры расположен наиболее высокий в этом районе вулкан Ичинская сопка. Западно-Камчатская вихревая структура располагается на сочленении Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, точно так же, как и современные вихри в районе Индонезийского архипелага. В рукавах спиралей чередуются зоны растяжения и сжатия. Надвиги всегда направлены центростремительно [4].

С позиций существования вихря логично объясняется поворот структур Центрального Казахстана по часовой стрелке, установленный Кумпаном А.С. с соавторами в 1968 году по палеомагнитным данным. Казахская складчатая область расположена на сочленении разноориентированных Центрально-Азиатского и Уральского складчатого поясов, точно так же, как и современные структуры по отношению к островным дугам и их системам.

Геодинамическое состояние геолого-геофизической среды определенной территории устанавливается из анализа иерархической структуры и соподчиненности глобального, регионального и локального напряженно-деформированного состояния литосферы в пространстве и во времени. При этом поля напряжений устанавливаются из определения направлений действующих сил, создающих соответствующие им деформации и формы рельефа.

Интерпретация поля напряжений в центральной части Восточно-Европейской платформы установила, что наряду с общим сжатием, в пограничных переходных зонах возникает растяжение, обусловленное разноориентированным вращением отдельных сегментов фундамента. Периодически сменяющие друг друга напряжения вызывают вначале, в условиях растяжения, формирование морфологически разнообразных впадин, а затем, в условиях сжатия, возникновение инверсионных поднятий, причем этот процесс может неоднократно повторяться. Дислокации юго-восточного склона Восточно-Европейской платформы являются надвигами с крупными фронтальными поверхностями [5]. Участки вдоль фронта надвигов осложнены

большим количеством разрывных нарушений более высокого порядка, наклоненных как на запад, так и на восток. Достаточно сложные и неуравновешенные распределения напряжений в участках пересечения векторов приводят к зональному разуплотнению горных пород, сверхгидростатическим давлениям и формированию ослабленных проницаемых зон, влияющих на интенсивность миграции и аккумуляции углеводородов.

Геодинамические исследования в полях напряжений были проведены на конкретных объектах нефтегазовой промышленности. Эта методика была использована для прогнозирования залежей нефти и газа в региональной геодинамической системе (южная часть Ферганской впадины). Новые представления о пространственно-временном распределении геодинамического состояния литосферы позволяют установить и обосновать формирование участков, благоприятных для размещения геодинамических ловушек, прогнозировать флюидный режим нефтегазовых залежей, а в дальнейшем с новых позиций оценить перспективы нефтегазоносности.

Литература

1. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию. Апатиты.: КНЦ РАН, 1996, 185 с.
2. Новые идеи в естествознании. Вып. 19. Ч.II. СПб.: ЦНИИМ, 1996, 217 с.
3. Сигачева Н.Н., Шейнкман А.Л. Спирально-скручивающее движение – механизм самоорганизации геологического пространства //21-я Генеральная ассамблея «Международный союз геодезии и геофизики»: Тез. докл. Колорадо, 1995. с. А393.
4. Структурный анализ при палеорекострукциях. М.: Геокарт, 1994, 256 с.
5. Демченко А.С., Демченко Б.М., Сычкин Н.И. Современный взгляд на тектоническое строение центральной части Русской плиты // Геолог. вестник центральных районов России. 1998. № 2-3, с.5-17.

МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ПЛАНЕТАРНЫХ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ТРАНСОКЕАНИЧЕСКИХ ГЕОЗОН ТИПА “КАЛАБР”

А.Н. Калягин, В.А. Абрамов

Владивосток, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

Анализируя и синтезируя комплексные геолого-геофизические данные, общая и региональная геотектоника позволяет выделять и обнаруживать необычные естественные геоструктурные области на дне океана и в литосфере континента, которые являются составными элементами тектонического и металлогенического районирования принципиально нового типа. К подобному классу региональных геоструктур можно отнести Калабрскую трансокеаническую мегазону, которая была выделена авторами работы в пределах северной части Тихоокеанской океанической плиты или Тихоокеанского геоблока. Трансокеаническая мегазона (ТОМЗ) или ТОМЗ-система типа “калабр” субширотных тектонических деформаций и структурных дислокаций по комплексным данным прослеживается в литосфере Тихого океана и уходит вглубь Азиатского и Американского континентов (“Основы трансструктурной геологии”. Владивосток: Дальнаука, 2003). Основная идея “трансструктуры” затрагивает проблему первичной делимости планеты геондного типа на ряд лентовидных секторов широтного плана, которая происходит вдоль пары первичных линейментов или сквозных планетарных дислокаций мегашовного типа. Мегашвы ориентированы секуще к оси вращения Земли, что создает условия для сжатия и расширения в неоднородной внутришовой литосферной пластине и приводит к возникновению пары или системы главных сил напряжений, определяющих

возникновение и развитие сколов и разрывов в тектоносфере геоблока. Эволюция стресс-линементов и “трансструктуры” приводит к косоориентированным, горизонтальным и вертикальным перемещениям крупных литосферных блоков в транскеанической мегазоне по радиальным составляющим во вращающейся планетарной системе. Отражение таких деформаций в литосфере подчинено особой зависимости короткопериодных и длительных циклов геотектонической активности с эпохами рудообразования. Унаследованный характер развития планетарных геозон или “трансструктур” типа “калабр” коррелирует с гравиезостатической делимостью тектоносферы и с самоорганизацией мегазон.

Суть научного направления заключается в картировании и геодинамических реконструкциях, получаемых с помощью глубинных геологических срезов с последующей увязкой неоднородностей на разрезах-срезах в единые прерывистые непрерывные системы литосферы и тектоносферы. В общем виде такой подход отвечает направленному развитию Земли в целом и отдельных ее геоблоков в соответствии с воззрениями планетологии Солнечной системы с момента возникновения и на протяжении эволюции. Главное правило основ “трансструктуры” постулирует унаследованное развитие геоструктур континентальных окраин и дна Тихого океана. Устойчивость геоблоков и недр планеты является относительной величиной. Согласно закону Всемирного тяготения, она отражает мгновенно сложившуюся ситуацию динамического неравновесного состояния, которое физически возникает при движении литосферных, мантийных и внутриядерных масс. В качестве главных спусковых и движущих сил рассматриваются внутренние (конвективные потоки, обусловленные термофлюидами и естественной неоднородностью Земли) и внешние (силы гравитации от воздействия Луны и Солнца) физические причины, вызывающие дробление тектоносферы Земли на ряд мегаблоков, устойчивых к саморазрушению. В литосфере формируется каркас глубинных разломов, разделяющих смежные мегаблоки и поддерживающих устойчивое состояние в данный период. Глубинные разломы при активной динамике недр пересекают жесткие мегаблоки, залегающие на податливой астеносфере, на мелкие блоки, стремящиеся к шарообразной устойчивой форме, что обеспечивает им подвижность по вертикали. Согласно правилу сейсмофокальных зон, на стыках блоков даже незначительное повышение температуры приводит к очаговому или зонному плавлению, к уменьшению вязкости и трения, к изменению мощности и состояния литосферы. В результате возрастает подвижность смежных блоков в мегазоне, увеличивается сейсмоактивность территории, активизируется магматическая деятельность. При этих процессах становится возможным формирование тектоносферных воронок с наклонными и со сквозными вертикальными палеопутями и палеоканалами, в которых происходит дифференциация вещества, возникают многофазные магматические очаги, и проявляется пестрый геохимический спектр, присущий аномальным рудным полям, крупным месторождениям и рассеянной комплексной минерализации.

В ряду геологических факторов и главных признаков Калабрской транскеанической мегазоны ключевыми являются: а) структурно-вещественные комплексы (СВК); б) структурно-вещественные неоднородности (СВН); в) взаимоотношения СВК с глубинными и поверхностными СВН и с особыми геофизическими параметрами; г) ярко выраженная глубинная направленность к механизмам формирования и принципам выделения трансструктурных мегазон; д) скрытый и внутрилитосферный характер многих структурных элементов мегазоны. Распознавание эталонных и скрытых “образов” структурных элементов ТОМЗ-систем типа “калабр” обеспечивает выработку надежных критериев выделения и признаков трассирования транскеанических и трансконтинентальных мегазон в других областях

планеты. Новые подходы и основы трансструктурной геологии (ОТСГ) включают: а) методологию зонально-импульсного геологического сканирования (ЗИГС); б) методику геологических интегральных колонок-срезов (ГИКС) литосферы; в) геотехнологию сферическо-радиальных плоскостей срезов (СРПС) тектоносферы с отображением результатов на объемных (трехмерных) интегральных моделях.

В рамках трансструктурной геологии суть предлагаемой методологии и методики (ЗИГС, ГИКС и СРПС) основана: а) на аппроксимации мозаичных двухмерных и трехмерных неоднородностей (геофизических, тектоносферных, геохимических и др.) простыми геометрическими формами; б) на увязке геометризованных физических неоднородностей (СВН) со структурно-вещественными комплексами (СВК); в) на привязке СВК к различным уровням многослойного разреза литосферы и тектоносферы по серии поперечных и продольных зональных разрезов и колонок-срезов в пределах границ ТОМЗ и с выходом в пограничные блоки. Новая методика ОТСГ позволяет на глубинном уровне рассмотреть: энергетические источники (включая скрытые и перекрытые); главные деформации и дислокации; формирующиеся магматогенно-рудные системы литосферы; пространственное распределение крупных рудных месторождений, уникальных нефтегазоносных провинций и угленосных бассейнов; объемную динамическую область при структурном стереомоделировании на этапе металлогенического прогнозирования.

Новые геологические принципы и приемы ОТСГ рассмотрены на региональном уровне в пределах трех секторов трансокеанической мегазоны и отражены: а) на глубинных геолого-геофизических разрезах-срезах литосферы; б) на моделях и колонках-срезах элементарных и эталонных структур мегаблоков; в) на обобщенных колонках (срезах) СВК земной коры и литосферы. Схемы расположения интерпретационных профилей, геологических разрезов и структурных срезов подобраны таким образом, что общая картина стереомодели отражает внутреннее строение различных секторов мегазоны и обеспечивает возможность четкого восприятия реализации основных принципов трансструктурного подхода в эволюционном развитии ТОМЗ-систем в литосфере. Методология и философия "трансструктурного анализа" в системе естественнонаучных знаний состоит в том, что новое научное направление входит составной частью в понятие Большого геологического континуума. Методология или философия "трансструктурного анализа" в области наук о Земле состоит в том, что новое научное направление формирует и дополняет понятие Малого геологического тектоносферного континуума. В докладе рассмотрены нестандартные критерии трансструктурного анализа.

В основах трансструктурной геологии интегральные модели колонок-срезов (ГИКСы) через геозону типа "калабр" позволяют рассматривать механизм развития и перестройки верхних оболочек Земли с позиций эндогенных (внутриземных) и космических (внеземных) закономерностей. Для Тихоокеанского геоблока продольные и поперечные срезы СВК в объеме земной коры и литосферной мантии указывают на прямую связь их с геодинамическим режимом Калабрской мегазоны и ее флангов. Данный постулат ОТСГ прослеживается в обособленности и разобщенности состава верхней мантии, приповерхностных и поверхностных фаций, в особенностях метаморфических комплексов, в проявлении щелочно-ультрасоснового и кимберлитового магматизма. Литосфера трансграничной области мегазоны типа "калабр" под поверхностью Мохо является по составу преимущественно ультрабазитовой шпинель-пироксеновой на континентах и анортит-форстеритовой в океаническом секторе. Фланговые участки ТОМЗ-системы относятся к графит-пироповой фации, либо имеют эклогит-пироксенит-перидотитовый состав. Такие

петрохимические вариации сопровождаются закономерным увеличением или уменьшением мощности земной коры и литосферы в пограничных областях мегазоны или

Комплексное ЗИГС-ГИКС-моделирование и новые трансструктурные результаты подтверждают правомочность и целесообразность выделения четких тектонических границ для Калабрской трансокеанической мегазоны как единой планетарной системы, которая связывает аномальные части тектоносферы и мантийсферы Востока Азии и Северной Америки и неразрывно пересекает всю Тихоокеанскую плиту в широтном направлении. Геолого-геофизические признаки и критерии свидетельствуют о ретемагенной и темагенной жесткости Тихоокеанской плиты, о инверсионной подвижности ее структурных мегаблоков, об универсальном металлогеническом потенциале ТОМЗ-системы в целом, о наличии и развитии планетарных трансструктурных геозон и региональных мегазон типа “калабр” в литосфере и тектоносфере Земли как особых геотектонических и металлогенических элементов и гигаструктур.

Принципы основ трансструктурной геологии, разработанные на примере эталонной Калабрской ТОМЗ-системы, позволили выделить и закартировать на земном шаре 5 главных планетарных трансструктурных геозон (ПТСГЗ) типа “калабр”, которые имеют лентовидный облик и субширотную ориентировку при сравнительно небольшой “ундуляции” осевых частей. В виде своеобразных линейных поясов они охватывают планету: две геозоны находятся в северном полушарии (Калабрская и Анкаванская геозоны), две геозоны картируются в южном полушарии (Абракальская и Канавакская геозоны), одна геозона (Аваканская) выделяется вблизи экватора. Среди перечисленных геозон Калабрская планетарная геосистема является эталонной практически по всем главным показателям неотектонического, тектономагматического и металлогенического плана. Специальные мегакорреляционные построения и комплексное объемное моделирование наглядно показывает эшелонированный характер структуры литосферы и пульсационно-инверсионный режим динамики тектоносферы в секторах мегазон и планетарных геозон типа “калабр”.

МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ЦИКЛА С ОФИОЛИТАМИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Ю.С. Каретин

Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, root@igg.e-burg.

Масса новых данных о строении и эволюции пояса палеозойд Урала резко не соответствует модели стандартного цикла Уилсона. Непротиворечиво согласуются они в рамках разработанной автором целостной концепции геодинамического цикла ограниченной масштабности – с офиолитами внутриконтинентального типа в мобильной области межплитного шва континента.

1. В строении пояса уралид установлена закономерная симметрия относительно главной Тагильско-Магнитогорской зоны магматической активности, соответствующей граничному шву между крупнейшими геоблоками континентального массива Евразии. Зона шва отвечает западной краевой градиентной зоне Азиатской аномалии геонда. По данным сейсмоотографии [1, 2], как граница физически разных сред шов прослеживается до глубин свыше 250 км, имеет характер крутонаклонной на восток сейсмофокальной зоны несубдукционной природы [3] – вдоль него периодически поднимались мантийные диапиры: в этой зоне шириной 100 -150 км многократно повторялись обстановки офиолитообразования, активных границ плит, в т.ч. установле-

но развитие офиолитов каледонского и герцинского циклов палеозой, рифей [4, 3] и раннего докембрия [3]. Офиолитовые и другие вулканогенные зоны пояса палеозой Урала образуют сложно разветвленную систему главных и периферических менее развитых рифтовых структур, врезанных в массив метаморфитов дорифейской коры. Почти все эти гранулит-амфиболит-гнейсовые комплексы еще недавно считались новообразованной континентальной корой, возникшей по завершении герцинского цикла в результате коллизионной аккреции и метаморфизма островодужных комплексов палеозой, но затем получили дорифейские изохронные U/Pb датировки [5 и др.]. В целом они слагают обширный частично обрушенный свод, который был сформирован в ордовике над мантийным диапиром в форме астеносферной линзы. В вершинной части свода в области Салдинского выступа по данным ГСЗ установлено наиболее приподнятое положение кровли гранулит-базитового слоя коры – 10 км. Та же граница опущена до 18 км под смежной Тагильской рифтовой структурой – на ту же величину, что и мощности накоплений палеозой в ней, 8 км.

2. В эволюции Тагильской рифтовой структуры установлена общая малая масштабность проявлений режима спрединга: а) надежно установлена его кратковременность – менее 10 млн. л в течение 2-х эпизодов в караоке и в позднем ордовике; б) спрединг был предельно низкокоростным (в осевых базальтах 0,7 – 1 -1,2 % TiO₂); в) впервые для офиолитов подвижных поясов континентов установлена сходная с известной в современных океанических рифтах билатеральная геохимическая зональность базальтов главной офиолитовой зоны O₃ и обнаружено, что особенности её соответствуют узкощелевому масштабу раздвижений: сходные с океаническими базальты (пиллоулавы и дайки диабазов с 7,5-9 % MgO, 280-580 г/т Cr), слагают только узкую, 2 -3 км, зону оси и уже на ближних ее флангах сменяются афировыми же лейкобазальтами, обедненными MgO и особенно хромом, до 50-10 г/т, неизвестными среди базальтов океанического дна, по ряду геохимических параметров близкими континентальным толентам. Такие составы могут возникать при удалении из магм кристаллизовавшихся первыми хромшпинелидов и оливина. Необходимые для этого условия охлаждения и фракционирования магм отсутствуют в тонкой прогретой океанической литосфере, но реализовались на путях перемещения таких магм сквозь мощную холодную (континентальную) кору ближних обрамлений спрединговых осей Тагильского и подобных ему трогов. Лейкобазальты этого типа – индикаторы подобных обстановок, тем более, что на удалениях 2,5 - 5 км от осей их сменяют неизвестные в океанических рифтах дифференциаты с 54 -56 % SiO₂, частью близкие исландитам, а также характерные для областей с мощной континентальной литосферой коматиитовые базальты. Оси спрединга трассированы также апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами, но чаще всего лишь мелкими внедрениями офиолитовых габбро, клинопироксенов, верлитов, пересекаемых дайками диабазов, аналогичных по составу контактово измененным деформированным диабазам, вмещающим тела названных плутонических членов ассоциации. Зона оси и ее флангов сохраняет строение целостной магноактивной структуры **растяжений**, не является тектонической сутурой.

В итоге был сформирован лишь **офиолитовый трог** шириной 40 - 80 км, представленный *парной системой* краевых осей щелевых раздвижений, между которыми сохранялся массив древней континентальной коры. Доказывается последнее выявленными особенностями формировавшегося здесь офиолитового бимодального комплекса, датированного конодонтами O₃: в нем преобладают лейкотоленты, аналогичные фланговым в подстилающем спрединговом комплексе, но более щелочные и богатые стронцием (250- 450 г/т), в ассоциации с исландитами, ферробазальтами и кальдерными структурами с массивным кислым вулканизмом и наземными шлаковыми

конусами. Установлена мелководная природа встречающихся у их подножий линз яшмовидов с радиолариями. Завершают этот этап эволюции внедрения плагиогранитов.

Таким образом, офиолиты Тагильского трога являются представителями особенного – **внутриконтинентального** – их типа, изначально маломасштабного, останавливавшегося на начальной стадии раскрытий и имеющего переходы в совсем **эмбриональные** проявления в виде бимодальных вулканических комплексов на континентальной коре. По модели автора, питание их *ареального* вулканизма происходило по латеральным магмоводам в древней коре, отходившим от глубинных стволов отмерших вверх осей спрединга, в связи с резким уменьшением скоростей осевых раскрытий и их сменой режимом **остаточного** рассеянного рифтогенеза. Этот тип, видимо, близок рифтовой типу офиолитов, выделенному Н.Л. Добрецовым [1]. В Южноуральском сегменте пояса импульс офиолитообразования повторился еще раз в среднем девоне и очень редуцированно – в конце раннего карбона. Стало ясно, что такая повторяемость процесса в одних и тех же структурах и вариации степени эмбриональности его проявлений даже по простиранию одних и тех же зон изначально присущи данному типу офиолитогенеза, а не является выражением разной степени сохранности тектонических фрагментов в сутурах коллизионных орогенов.

3. Тем же внутриконтинентальными геодинамическим обстановкам соответствует и послеофиолитовый сходный с островодужным вулканизм. Он происходил в отмерших офиолитовых трогах при режиме **остаточного рифтогенеза**, с образованием систем всё более узких вложенных вулканических грабенов многих поколений. Соответственно, продукты его относятся к производным рифтогенных толеитовых магм, по сравнению с островодужными более богатых Zr, Sc, Cr, Ni и особенно ниобием (3-13 г/т, против 0,3 –3 г/т в дугах). При этом вначале вместо юностроводужных комплексов на еще субокеанической коре формировались сразу же комплексы с признаками образования на зрелой континентальной коре – непрерывно дифференцированные антидромные и субщелочные серии формаций силура, раннего девона в Тагильском рифте, всё более обогащенные Sr, Ba, La, Ce, Th в результате коровой контаминации. От островодужных их отличает также отсутствие крупных стратовулканов, зональности типа фронт – тыл дуг и отсутствие в ассоциации с вулканитами граувакк и более тонких терригенных отложений, хотя именно ими сложены подводные склоны современных островных дуг. Т.е. элементы надсубдукционных обстановок магматизма и осадконакопления систем дуга–желоб здесь отсутствуют. По комплексу признаков этот вулканизм, его структуры и обстановки более сходны с характерными для вулканизма рифтогенных континентальных окраинах Североамериканского типа [3].

В итоге еще в течение доорогенных этапов эволюции были сформированы сложные рифтовые синформы – Тагильский палеорифт и его аналоги, усложненные зонами деформаций крутопадающего рассланцевания и гнейсирования в связи с внедрениями в ордовике, силуре и девоне многочисленных интрузивных комагматов вулкаников.

4. Завершающие события геодинамического цикла были обычными для эволюции рифтов в континентальной коре: происходило постепенное затухание всех процессов по мере исчерпания энергипотенциала мантийного диапира. Геодинамический цикл завершался иначе, чем в сценарии цикла Уилсона: финальный (C₂ -P) гранитный магматизм происходил не в зонах коллизионной аккреции палеозойских островодужных комплексов, а в массивах древней коры обрамления отмерших палеозойских рифтов. Этим событиям предшествовала амагматичная пауза в 50 млн. л, в течение которой, по модели [3], в астеносфере произошло эманационное накопление щелочей, кремнезема, флюидов, прорыв которых в кору при последних импульсах **растяжений** обусловил выплавление гранитоидного материала из сухого гранулитового субстрата.

древней коры. Следы этих процессов обнаружены: нижняя кора таких зон на всю ее мощность, до 40 км, раскислена – имеет скоростные параметры 6,4- 6,5 км/с, против 6,8 км/с в областях, не подвергшихся гранитизации. Режимы сжатий, коллизии при таком механизме гранитообразования не требуются. С гранитным магматизмом были связаны орогенез, деформации, надвиги, но динамические воздействия внедрявшихся объемов кислых магм распространялись не далее, чем на 5 -15 км от них, а крупные палеорифты палеозоя не испытали общей инверсии первично-синформных структур, внутренние зоны каледонского Тагильского рифта остаются слабо нарушенными, сохраняющими кальдеры и кайнотипный облик части базальтов силура.

Общая малая масштабность всего (сдвоенного! каледоно-герцинского) геодинамического мегацикла уралид связывается автором с ограниченной масштабностью мантийного диаспира, промежуточной между присущей океаническим и континентальным рифтам. и потому сочетающей их главные черты – офиолитогенез и последующий остаточный рифтогенез и магматизм во внутриконтинентальных обстановках межплитной мобильной области. Этим естественно объясняются реальные особенности геологии подвижных поясов данного типа, особенно характерных для суперконтинента Евразии. Раскол его по Уральскому шву никогда не сопровождался широкими раздвижениями.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 01-05-65208 и 02-05-64109

Литература

1. Добрцов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Изд-во “Наука” Сибирское отделение. 1980. Новосибирск. 200 с.
2. Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Солодилов Л.Н. и др. Модель литосферы под профилем “Уральский” по наблюдениям объемных продольных и обменных волн // Разведка и охрана недр. 1994. № 10. С. 15 -18.
3. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Изд-во УрО РАН. Екатеринбург. 2000. 277 с.
4. Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Парначев В.П. и др. Офиолиты Южного Урала // ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1985. 80 с.
5. Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизонных структурах Урала. Докл. РАН. 2000, т. 370. № 5. С. 655-657

ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЦИКЛОВ ВИЛЬСОНА, БЕРТРАНА, ШТИЛЛЕ

И.В.Карпенко

Украина, Киев, Украинский государственный геологоразведочный институт,
karpenko@ukrdgri.gov.ua

1. Согласно [1] циклы Вильсона протяженностью ~ 600 млн. лет проявляются в образовании и распаде суперконтинентов, раскрытии-закрытии океанических бассейнов. Циклы Бертраана (каледонский, герцинский, альпийский и др.) протяженностью ~ 150 млн. лет проявляются частичным закрытием океанов вследствие столкновения отдельных микроконтинентов или крупных вулканических дуг с их окраинами. Циклы Штилле протяженностью ~ 30 млн. лет обнаруживаются фазами орогенеза вследствие столкновения вулканических дуг с континентами или микроконтинентами. Считается, что циклы Вильсона связаны с процессами общемантийной конвекции, циклы Бертраана- верхнемантийной, Штилле – с конвекцией в астеносфере.

Объяснение физической природы отдельных из этих циклов ищется в ротационном (Стовас М.В., 1963г, и др.) приливном (Авсюк Ю.Н., 2001г и др.) или

эндогенном механизмах воздействия, но теории с единых позиций объясняющей происхождение каждого типа цикличности и ее величину (период), не создано. Интуитивно понятно, что обнаружение единого физического механизма для всех указанных типов цикличности может стать существенной предпосылкой объединения плюм- и плейтоктонической гипотез тектогенеза.

2. Исходим из того, что к экзогенным силам тектогенеза, кроме ротационных и приливных, относятся и гравитационно-волновые, связанные со строением и динамикой развития гравитационных масс Вселенной – галактиками, группами галактик, скоплениями групп. Обоснование гравитационно-волновой гипотезы природы сил долгопериодного тектогенеза сводится к рассмотрению следующих проблемных вопросов: 1) генерация и рассеяние гравитационных волн на дискретных структурах Вселенной с образованием неоднородных гравитационных (тектонических) волн (НГВ); 2) механизм взаимодействия НГВ с тектоносферой Земли; 3) экспериментальная проверка разработанных теоретических положений.

3. В общей теории относительности (ОТО) задача гравитации формулируется следующим образом: при известной правой части уравнения гравитационного поля, т.е. при известном тензоре энергии-импульса материи или полей, необходимо путем интегрирования уравнения определить метрику пространства-времени искривленную этими массами (полями). Искривленность метрики пространства-времени и определяет тяготение. Континуум пространство-время характеризуется не только искривленностью, но и тем, что эта искривленность зависит от времени, поскольку кривизна пространства-времени зависит от движения масс и полей. То, что поле кривизны зависит от времени, означает, что это поле колеблется, поэтому можно говорить о «волнах кривизны» пространства-времени или же о гравитационных волнах как некоторой «ряби» на фоне кривизны пространства-времени [2].

Физически это означает, что для генерации гравитационных волн необходимо чтобы одна материальная система двигалась относительно другой с неравномерным ускорением, например, по эллиптической, параболической и т.п. орбитах. Практически все материальные системы Вселенной (от вращающегося вокруг ядра электрона до взаимно перемещающихся галактических ассоциаций) движутся по такого рода орбитах, каждая генерируя очень слабую гравитационную волну, но в совокупности создавая суммарное гравитационное волновое поле с широким частотным диапазоном. В случае аппроксимации этого поля белым шумом эффективная частота воздействия этого поля будет равна максимальной частоте в спектре белого шума примерно за порядком равной частоте вращения электрона вокруг ядра. Из-за инерционных свойств тектоносферы Земли такое суммарное гравитационное волновое поле не может воздействовать на тектонические процессы на Земле.

Для преобразования этого гравитационного волнового поля в гравитационно-тектоническую волну с частотами циклов Вильсона, Бертрана, Штилле необходимо, чтобы в космическом пространстве существовал частотный фильтр, который с поля выделит энергию частотных составляющих с периодами в миллионы, десятки и сотни миллионов лет, то есть равными периодам упомянутых циклов.

В качестве одного из таких пространственно-временных фильтров рассматривается дискретная структура Метагалактики, на узлах – галактиках которой происходит рассеяние гравитационных волн и образование неоднородных плоских волн, распространяющихся вдоль плоскости Метагалактики. Путем решения гравитационного волнового уравнения в приближении декартовой системы отсчета получено, что временной период T такой волны, измеряемый в годах, связан с пространственными характеристиками Метагалактики соотношением

$$T = \sqrt{2} R / |c| \text{ или } T = 4.6126 R * / |c|,$$

где R – среднее расстояние между галактиками в световых годах, а R^* - в парсеках, $|c|$ - размерность скорости света.

4. На основании положений ОТО о независимости гравитационной константы G и массы покоя m_0 от влияния гравитационных волн обосновывается вывод о влиянии последних на тектоносферу Земли через изменение характеристик континуума пространство-время (его кривизны), выражающееся в изменении ускорения свободного падения g , результатом чего являются объемные пульсации Земли с частотой волны. Поскольку в центре Земли $g = 0$, то наибольшее относительное влияние со стороны неоднородной гравитационной волны на тектоносферу осуществляется через ядро Земли. Взаимодействие волны с веществом ядра независимо от ранга цикла и является причиной образования периодических по времени тепломассоперетоков (плюмов) в мантии. Пространственная локализация плюмов определяется особенностями неоднородности строения мантии и коры, а также ротационным режимом вращения Земли.

5. Дискретная структура строения Вселенной имеет следующие градации [3]: галактика, группа галактик, Метагалактика (совокупность групп галактик), Вселенная. Каждая из них характеризуется средним расстоянием между своими составляющими, которое и определяет средний период T образуемой на ней неоднородной гравитационной волны.

6. Среднее расстояние между звездами местной (относительно Солнца) группы звезд нашей Галактики составляет 7,84 световых лет, что приводит к значению $T = 11,09$ лет. Отсюда возможен вывод, что 11-летний цикл солнечной активности, как и 22-летний период изменения полярности магнитного поля Солнца, имеют гравитационно-волновую природу (звездный цикл).

7. Среднее оценочное расстояние между галактиками местной группы галактик (Галактика, Андромеда и 27 малых галактик) составляет $\approx 0,88$ млн. световых лет, что соответствует значению $T = 1,24$ млн. лет. Среднее временное расстояние между тектоническими (T) фазами в плиоцене (Аттическая, Ронская, Восточнокавказская, Валахская) составляет 1,2 млн. лет, что свидетельствует в пользу их гравитационно-волновой природы. Средний период между палеомагнитными эпохами с чередующейся полярностью в плиоцене (Гильберт, Гаусс, Матуяма, Брюнес) составляет $\approx 2,64$ млн. лет, т.е. примерно удвоенному, как и должно быть, периоду T -фаз. Средняя протяженность стадий (Харленд У.Б. и др., 1985 г.) в фанерозое также составляет 2 T . Отсюда возможен вывод, что для фанерозоя существует гравитационно-волновая (галактическая) цикличность тектонического процесса со средним периодом $T = 1,24$ млн. лет, определяющим и смену палеомагнитных эпох с периодом 2 T и смену климатических условий (длительность ярусов) также с периодом 2 T .

8. Среднее расстояние между группами галактик местной Метагалактики находится в диапазоне 2-4 мегапарсек (Мпс) или 6,5-13 млн. св. лет, что соответствует периоду генерируемой такой системой неоднородной гравитационной волны равному 9,2-18,4 млн. лет. Анализ последовательности T -фаз Штилле в каменноугольно-миоценовое время приводит к среднему значению периода между ними равному ≈ 15 млн. лет. Поэтому также возможен вывод, что для фанерозоя существует гравитационно-волновая (метагалактическая) цикличность тектонического процесса (циклы Штилле) со средним периодом ≈ 15 млн. лет.

9. Строение Вселенной характеризуется "ячеистой" структурой. В стенках ячеек толщиной 3-4 Мпс находятся галактики и группы галактик, тогда как линейные размеры ячеек в среднем составляют ≈ 100 Мпс. Такая ячеистая структура будет порождать гравитационную неоднородную волну со средним периодом 461 млн. лет.

Согласно [4] периодичность раскрытия-закрытия океанских систем составляет примерно 400 млн. лет (раскрытие в среднем венде, раннем девоне, ранней юре, а закрытие осуществляется на фоне раскрытия последующей океанской системы, поэтому полный цикл удваивается). Если учесть скорость разбегания галактик (расширение Вселенной), то в начале фанерозоя (600 млн. лет назад) расстояние между стенками ячеек должно было равняться примерно 89 Мпс, а длина генерируемой волны ≈ 411 млн. лет, что в целом соответствует геологическим данным о длительности цикла Вильсона (вселенского цикла).

10. Из проведенного рассмотрения вытекает, что циклы складчатости Бертрапа по своему происхождению не являются самостоятельными, а скорее всего соответствуют частям, возможно полупериодам цикла Вильсона, поскольку в конце каждого полупериода цикла Вильсона происходит закрытие предыдущей океанской системы, а следовательно и коллизионные процессы.

11. Таким образом, исходя из строения Вселенной базовыми циклами тектогенеза гравитационно-волновой природы являются цикл Вильсона протяженностью более 400 млн. лет, цикл Штилле со средней протяженностью 15 млн. лет, галактический цикл со средней протяженностью 1,24 млн. лет и звездный цикл с периодичностью 11 лет. Ими определяется как тектоническая история Земли, так и, по всей видимости, климатическая. Несмотря на общность природы их образования, проявление каждого типа цикличности в истории развития Земли, естественно, имеет свои особенности. Так, циклы Штилле во внутриконтинентальных рифтовых бассейнах проявляются через вертикальные движения, тогда как при закрытии океанов – в горизонтальных (через раскрытие задуговых рифтовых бассейнов и т.д.). Поэтому нет необходимости тот или иной тип цикличности привязывать к одному типу движения литосферы (например, Штилле – к вертикальным, Вильсона – горизонтальным), поскольку каждый тип цикличности воздействует через вещество ядра на магнитный тепломассопереток по одним и тем же физическим законам, и только локальные характеристики внутренне неоднородной Земли определяют тип реализации тектонического процесса.

12. Поэтому сделан также вывод, что несмотря на всепланетарность циклов Вильсона (вселенского), Штилле (метagalактического) и галактического, их воздействие на тектоносферу Земли не может сопровождаться абсолютной синхронизацией развития всех осадочных бассейнов Земли, поскольку это развитие обусловлено индивидуальным для каждого бассейна коро-мантийным диапиром или тепловым потоком с индивидуальной импульсной реакцией на влияние гравитационно-волнового импульса. Но синхронизирующее влияние гравитационно-волновых процессов на развитие осадочных процессов несомненно имеет место, что позволяет при корректно выработанной методике анализа не только подтвердить всепланетарность, например, тектонических фаз Штилле, но и уточнять их временное положение по размещению, например, на сейсмических разрезах поверхностей палеовываивания регионального (субрегионального) распространения.

Литература

1. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли. // Фундаментальные проблемы общей тектоники. (Пушаровский Ю.М. ред.) М.: Научный мир, 2001. с.403-424.
2. Захаров В.Д. Тяготение. От Аристотеля до Эйнштейна. – М.: БИНОМ. Лаборатория знаний. 2003. 278 с.
3. Малая энциклопедия современных знаний / составитель Менделев В.А. – Харьков: Торсинг. 1998. 768 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Э.Г.Кассандров, Н.С.Лидин, Е.В.Кассандрова, Н.Н.Баженова
Новосибирск, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья,
kassandrov@sniiggims.ru

Железорудные месторождения и узлы контролируются крупными, протяженностью в сотни километров, региональными зонами разломов и смятия, вдоль которых располагались древние центры магматизма и которые оказывали непосредственное влияние на формирование рудоносных вулканогенно-осадочных формаций. При этом железорудные районы и главные узлы приурочены к острым углам пересечений крупных долгоживущих разломов или находятся в непосредственной близости от них. Например, Алтайский железорудный район находится в остром углу пересечения Северо-Восточной зоны смятия и Чарышско-Теректинского глубинного разлома; Горно-Шорский – Кузнецко-Алтайского и Бийско-Ташелгинского; Западно-Саянский – Кузнецко-Алтайского и Кандатского; Восточно-Саянский – Кандатского и Главного Восточно-Саянского, образуя узловые структуры. Узловые структуры по А.И.Полетаеву образуются в результате сочленения или пересечения разноориентированных и разноглубинных линейных нарушений – линейментов, трещинных зон, разломов, обладают аномальной тектонической раздробленностью, геодинамической подвижностью и флюидопроницаемостью. Узловые структуры могут быть локальными, региональными и планетарными. Рудные узлы контролируются региональными структурами, которым соответствуют очаговые зоны, скопления вулканических аппаратов. Рудные районы и узлы формировались в рифтоподобных приразломных прогибах или троговых зонах. В палеотектоническом плане – это типичные эвгеосинклинали. В собственно эвгеосинклиналях формировались металлогенические провинции или районы фемического типа, а во вторичных эвгеосинклиналях – сиалического типа. К фемическим районам относятся Кузнецко-Алатаусский, Восточно-Саянский, частично Горно-Шорский, а к сиалическим – Алтайский, возможно, Еравнинский и Забайкалье. Железооруденение в первичных и вторичных эвгеосинклиналях формировалось на ранней стадии их развития в теснейшей пространственной и генетической связи с контрастной риолит-базальтовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями. Во вторичных эвгеосинклиналях резко преобладают породы дацит-риолитового ряда.

В геодинамическом плане железорудные районы фемического типа формировались в обстановке взаимодействия континентальных и океанических плит активных окраин, а также островодужной субдукции. Железорудные районы сиалического типа формировались при режиме рифтогенной деструкции и растяжения.

Глубинное строение железорудных районов на фоне контрастных перепадов в мощностях гранито-метаморфического и базальтового слоев для Алтае-Саянской области в целом отличается довольно четким постоянством. Так, для фемических и сиалическо-фемических районов мощность гранито-метаморфического слоя составляет 18–20 км, мощность базальтового слоя 24–33 км; для Алтайского сиалического железорудного района соответственно 20–22 и 24–30 км.

Рудные районы и узлы контролируются более локальными структурами: синклиниорными зонами и синклиниориями, кольцевыми вулкано-плутоническими структурами, грабен-синклиналями, имеющими нередко вулканотектоническую природу (межкупольные депрессии, кальдеры и др.). С целью изучения динамики

развития рудовмещающих структур, состава и внутреннего строения рудоносных формаций были построены схемы изопакит рудоносных формаций протерозоя-синия, нижнего и среднего кембрия. Для построения были использованы геологические разрезы и колонки к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000. Анализ эволюции осадконакопления в рудоносных структурах за период с протерозоя до конца среднего кембрия показал следующее.

Основные рудоносные синклинали Алтае-Саянской области заложены в протерозое-синии. Мощности рудовмещающих толщ в пределах известных месторождений составляют 2-5 км и свидетельствуют о том, что эти толщи формировались на склонах крупных депрессий. Толщи, сформировавшиеся в эпицентрах прогибающихся зон или, наоборот, в выровненных и слабо прогибающихся участках, руд не содержат. Анализ мощностей вулканогенно-осадочных толщ в целом показал, что для Горной Шории скорость прогибания и компенсированного осадконакопления с протерозоя до среднего кембрия включительно изменялись очень мало. Для Западного и Восточного Саяна максимальное прогибание и осадконакопление пришлось как раз на нижний кембрий, то есть время формирования рудовмещающей свиты.

Анализ распространения вулканических продуктов говорит о том, что рудоносные толщи Горной Шории (Кондомская группа месторождений) и Западного Саяна формировались в период максимального проявления вулканизма, а в Восточном Саяне максимум вулканизма приходится на более поздний уровень. При этом карбонатность рудовмещающих толщ наиболее низкая для разрезов Горной Шории (Кондомская группа месторождений). Она практически не меняется для Западного Саяна с протерозоя по средний кембрий включительно и максимальна для периода формирования рудовмещающей толщи Восточного Саяна. Эти данные, естественно, дают только общую картину развития структур, осадконакопления и вулканизма рудоносных территорий из-за несовершенства стратегических схем, определения вещественного состава, относительной редкости опорных разрезов.

Тектонический фактор как причина железоруднения проявляется в закономерном развитии эвгеосинклинали, ее максимальном прогибании, образовании магматического очага, развитии соответствующего по составу и направлению дифференциации магматизму с неперенной его ликвацией в главном или промежуточных очагах и отщеплением от материнских магм флюидных расплавов, резко обогащенных в данном случае железом и некоторыми другими элементами. Резко обогащенные железом вплоть до рудных концентраций порфиры, порфиры и туфы с явлениями ликвации во вмещающих эффузивах известны для многих железорудных узлов.

Рудолокализирующие структуры узлов имеют в основном овальную или линейную форму. Отмечаются также неправильной формы структуры. Овальные железорудные узлы соответствуют крупным кальдерам (Ирбинский, Краснокаменский, Тейский и др.), линейные узлы – грабенам, приразломным и межразломным впадинам, участкам троговых прогибов и линейно-трещинных зон извержения. К узлам линейного типа относятся Коксинско-Холзунский, Таят-Табратский, Тельбесский, Кондомский. Морфология узлов, таким образом, зависит от характера тектонической деятельности и магматизма в целом. Следует отметить, что в центральной части многих узлов находятся крупные интрузивные массивы, что несомненно свидетельствует о наличии длительно развивающихся очаговых структур.

Таким образом, железорудные узлы – это прежде всего благоприятные структуры, в которых взаимодействуют тектонические, магматические, седиментационные и метасоматические системы, приводящие к образованию компактных групп

месторождений. При этом, для образования крупных и уникальных гидросиликатно-скарновых магнетитовых месторождений в осадочно-вулканогенных толщах складчатых областей особенно важны два обстоятельства. Во-первых, совмещение в пределах одного месторождения разноформационного оруденения – вулканогенно-осадочного, гидротермально-метасоматического и магматогенного. Во-вторых, достаточно длительное сохранение стабильных тектонических условий и поступления рудного вещества из магматического очага или иных источников.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ Mz-Cz ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ РОССИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Г.Л.Кириллова

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
kirillova@itig.as.khb.ru

На Востоке Азии в течение позднего мезозоя-кайнозоя имели место различные геодинамические обстановки: дивергентная, конвергентная, коллизийная и трансформная [11, 12]. После среднеюрской коллизии Сибирского и Китайского кратонов, связанной с реорганизацией движения плит, вдоль Монголо-Охотской сuture образовалась субширотная система постколлизийных бассейнов (Удский, Торомский и др.), заполнявшихся терригенной угленосной молассой.

Южнее Монголо-Охотской сuture распад Панген, образование океанов, реорганизация движения в поздней юре привели к образованию мощной зоны растяжения, протягивавшейся примерно параллельно границе континент-океан в северо-северо-восточном направлении на расстояние около 1500 км. Вдоль неё сформировалась система крупных грабенов (Сунляо, Эрлян, Хайлар, Амуро-Зейский), выполненных континентальными вулканогенно-осадочными отложениями. Эта зона растяжения одними исследователями связывается с действием мантийных плюмов, о чём свидетельствует утоненная континентальная кора [10], другими – с эффектом “slab window”, обусловленным отрывом и погружением в мантию океанической литосферы, связанным с изменением кинематики движения плит [6].

В то же время восточнее в поздней юре-берриасе существовала континентальная окраина андийского типа, обрамленная цепью бассейнов форландового или флексуриного типов (Буренский, Саньцзын-Среднеамурский, Партизанский, Раздольненский), заполнявшихся в прибрежно-морской обстановке терригенными угленосными осадками. Седиментация происходила на фоне глобальной трансгрессии, лик которой приходится на середину титона [9].

В течение валанжина – среднего альба в результате косо́й субдукции плиты Изагаги под Азиатский континент [13] сформировалась трансформная континентальная окраина, вдоль левых сдвигов системы Тан-Лу образовались сдвигораздвиговые бассейны (pull-apart), заполнявшиеся мощными толщами турбидитов в интервале валанжин-баррем (Саньцзын-Среднеамурский, Алчанский бассейны).

В апте имела место реорганизация движения плит, глобальная вспышка вулканизма, образовались эпокееанические островные дуги [4] и, как следствие, начали формироваться преддуговой бассейн на Западном Сахалине, в Татарском проливе и задуговые бассейны на западной стороне дуги (Нижнеамурский, Саньцзын-Среднеамурский, Алчанский), быстро заполнявшиеся турбидитами со значительной примесью вулканокластического материала [1, 3]. Скорость седиментации составляла

200-400 м/млн. л. Хотя для апта характерна глобальная регрессия, огромный мантийный плюм в западной части Тихого океана на континентальной окраине вызвал трансгрессию. Морские воды проникли далеко на запад и юг (Буреинский, Алчанский бассейны).

В среднем альбе к Азиатской континентальной окраине присоединилась серия террейнов в условиях широкомасштабных процессов сжатия, охвативших весь Восток Азии. Сформировались сложные пакеты покровов, внедрились крупные тела гранитов и монзонитов [5]. По мнению А.И. Ханчука с соавторами [7], на юго-востоке России коллизионные процессы распространялись по латерали с запада на восток и с юга на север, поэтому на разных участках Сихотэ-Алиня время складчатости и внедрения коллизионных гранитов датируется по разному, но в целом средним – началом позднего мела.

В позднем альбе возобновилась косая субдукция плиты Изагаги со скоростью 23.5 см/год и, как следствие, начал формироваться протяженный Восточно-Сихотэалинский окраинно-континентальный вулканический пояс. Накопилась мощная базальт-андезит-дацит-риолитовая ассоциация известково-щелочной серии.

Начиная с апта, и особенно в альбе, сеномане в осадках всех бассейнов фиксируются продукты вулканической деятельности. В Амуро-Зейском и Сунляо континентальных бассейнах рифтогенез прекратился, в грабенах возобновилась седиментация в условиях пострифтового прогибания, по бортам грабенов изливались вулканы [2]. Буреинский бассейн вступил в завершающую стадию своего развития, площадь седиментации уменьшилась, депоцентр сместился к западу в результате давления с востока. Саньцзян-Среднеамурский и Алчанский бассейны приобрели черты задуговых бассейнов, до середины альба здесь продолжали накапливаться турбидиты. После небольшого перерыва в середине альба характер седиментации изменился, накапливались прибрежно-морские грубообломочные осадки со значительной примесью вулканокластики, в Партизанском бассейне – красноцветные толщи.

Сеноман-коньяк. Движение плиты Изагаги сохранялась в том же направлении. Интенсивный вулканизм вдоль Восточно-Сихотэалинского пояса продолжался. Сеноман-туронские вулканы представлены в основном туфоконгломератами, туффитами, туфами и лавами андезитобазальтов, андезитов, реже базальтов. После небольшого перерыва в середине турона формировались ареалы туфов и игнимбритов риолитов турон-кампанского возраста, ассоциирующиеся с интрузиями диорит-гранитного ряда.

В этой ситуации, хотя глобальная трансгрессия в сеномане и туроне достигла своего пика [8, 9], барьер в виде вулканического пояса и общего поднятия региона в результате альбских коллизионных процессов преградил путь морским водам. Сеноман-нижнетуронские прибрежно-морские осадки накапливались в узком заливе и представлены лишь в верхней части мелового терригенного разреза в Саньцзян-Среднеамурском и Буреинском бассейнах. Затем море отступило, и морская седиментация продолжалась лишь во фронтальной части вулканического пояса в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе.

В Амуро-Зейском бассейне после значительного перерыва, начиная с коньяка, накапливались тонкозернистые озерные осадки с обильной пресноводной фауной.

В сantonе-кампане доминировала быстрая фронтальная субдукция плиты Кула под Азиатскую континентальную окраину. Это обусловило, видимо, усиление вулканизма и значительное воздымание территории. Седиментация в озерно-аллювиальной обстановке продолжалась лишь в Амуро-Зейском бассейне. Маломощные аллювиальные осадки накапливались также на северо-западном краю Партизанского бассейна.

В маастрихте имела место перестройка кинематики литосферных плит, после этого Тихоокеанская плита двигалась на северо-запад с небольшой скоростью (10.4 см/год). На юго-востоке России вулканизм продолжался. В целом Восток России в маастрихте представлял собой преимущественно сушу. В Амуро-Зейском бассейне после небольшого перерыва накопилась серия циклично чередующихся аллювиальных осадков, преимущественно грубообломочных.

На границе мела и кайнозоя почти повсеместно отмечаются поднятия, усиление эрозии, за исключением Амуро-Зейского бассейна, где континентальная седиментация продолжалась. Кайнозойские осадки имели небольшую мощность, но широкое площадное распространение.

На востоке от залива Бохай до северного Прихотья вдоль разломов северо-восточного простирания образовался протяженный рифтовый пояс, представленный системой асимметричных грабенов, заполнявших озерно-аллювиальными угленосными и нефтегазоносными осадками [3]. Тихоокеанская плита в кайнозое двигалась на северо-запад. Формирование рифтового пояса возможно связано с действием протяженного мантийного плюма.

Литература

1. Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Донг-У Ли, Волюнец Е.Б., Маркевич В.С. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. №3, с.53-65.
2. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский // Тихоокеан. геология. 1994. №6, с.33-54.
3. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сямин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В. В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, №6, с.81-102.
4. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский Д.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000, 278 с.
5. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. №5, с.3-23.
6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т.22, №6, с.5-25.
7. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловые и палеогеновые трансформные континентальные окраины калифорнийского типа Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997, с. 240-243.
8. Graciansky, P.-Ch., Hardenbol, J., Jacquin, Th., and Vail, P.R. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. 1998. Tulsa, Oklahoma, USA, 350 p.
9. Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 Myr ago to present) // Science. 1987. 235, pp.1156-1167.
10. Zhu X. (ed). Chinese Sedimentary Basins. Elsevier, Amsterdam, 1989, 238 p.
11. Kirillova G.L. Cretaceous tectonics and geological environments in East Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 21. 2003, pp.967-977.
12. Kirillova G.L. Late Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal-oil-gas presence // Marine and Petroleum Geology. V.20, 3-4. 2003, pp.385-397.
13. Mapuyama S. and Seno T. Orogeny and relative plate motions, an example of Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. 127, pp.305-329.

ЗОНА ПЛАСТИЧНОГО СБРОСА (АНДРИАНОВСКИЙ ШОВ, КАМЧАТКА): К МОДЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

А.Б. Кирмасов*, А.В. Соловьев**

* Москва, Геологический факультет МГУ, kirma@geophys.geol.msu.ru

** Москва, Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, solov@ilran.ru

Введение. Формирование основных структур Камчатки произошло в позднем мезозое – кайнозое в результате аккреционно-коллизийных процессов. Одним из главных событий в истории региона была коллизия Озерновско-Валагинской островной дуги с континентом [1, 2, 5]. Южный сегмент дуги контактирует с метаморфическими комплексами по Андриановской шовной зоне [1, 3] на восточном склоне Срединного хребта. Согласно [1], Андриановский шов разделяет метаморфические образования малкинской серии и неметаморфизованные окраинно-морские отложения ирунейской свиты, и сформировался в результате раннеэоценовой коллизии островной дуги и континента. В работе [3] Андриановская шовная зона рассматривается как структура, разделяющая метапелиты шихтинской (камчатской) и метавулканиты андриановской свит. Образование шихтинской свиты отнесены к *комплексу автохтона*, который подразделяется на нижний и верхний шихтинский метаморфические комплексы. Терригенные отложения хозгонской свиты выделяются в качестве *параавтохтона*. Метавулканиты андриановской свиты, и туфогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты относятся к *аллохтонному комплексу*, в строении которого выделен *нижний* (андриановская свита) и *верхний* (ирунейская свита) *аллохтон*.

Структурные данные. Проведенные структурные исследования позволили детально охарактеризовать кинематическую эволюцию Андриановской шовной зоны, которая представляет собой пакет тектонических пластин с падением структурных элементов в восточных – северо-восточных румбах.

Аллохтон. Внутренняя структура *верхнего аллохтонного комплекса* (кремнисто-туфогенные породы ирунейской свиты) характеризуется преимущественным развитием структур, свидетельствующих о западном направлении тектонического транспорта при надвигообразовании. Для пород комплекса характерна низкая степень метаморфизма. Контакт между образованиями ирунейской и андриановской свит имеет признаки постепенного перехода при увеличении степени метаморфизма в низах разреза ирунейской свиты. В зоне контакта, наряду с надвигами, развиты субвертикальные поздние сбросы, отмеченные М.Н.Шапиро (устное сообщение).

В образованиях *нижнего аллохтонного комплекса* (амфиболовые, эпидот-амфиболитовые, клинопироксен-амфиболовые сланцы, кварциты и амфиболиты андриановской свиты [2, 6]), наряду со складками западной вергентности, развиты «сбросовые» кинк-зоны и складки восточной вергентности. В ряде случаев наблюдается наложение более поздних «сбросовых» кинк-зон на сланцеватость в зонах внутриформационных разрывов. Ориентировка шарниров складок и кинк-зон в породах андриановской свиты позволяет предполагать наличие небольшой сдвиговой компоненты перемещения: левосдвиговой для «взбросовых», правосдвиговой для «сбросовых» складок. Кинематический анализ показывает, что в породах нижнего аллохтона часть структур сформировалась при западном направлении тектонического транспорта, по восстанию пород, в меньшей степени развиты структуры и структурные парагенезы, которые являются кинематическими индикаторами сбросовых перемещений.

Автохтон. В породах *верхнего шихтинского комплекса* при восточных падениях:

сланцеватости в зоне тектонического разрыва на контакте с аллохтоном широко развиты складки восточной вергентности, нередко – с кливажем плейчатости. В породах развита линейность, образованная крупными кристаллами и агрегатами биотита. Осевые поверхности смятых в складки кварцевых жил вторично сминаются вместе с метаморфической сланцеватостью и линейностью в складки восточной вергентности. Петроструктурный анализ показывает, что ранние деформационно-метаморфические структурные парагенезы представлены проникающей сланцеватостью, метаморфической полосчатостью, на фоне которых широко развиты синкинематические порфиобласты граната и биотита. Направление вращения порфиобластов указывает на перемещение по падению сланцеватости. Общая направленность метаморфизма в породах верхнего шихтинского комплекса ретроградная, а большинство структур и текстур имеют синкинематический характер и образуют деформационно-метаморфический структурный парагенез, сформировавшийся в сдвиговой обстановке, в зоне пластичного сброса при прогрессирующем характере деформации на фоне снижения РТ-условий.

В строении автохтона отмечается структурно-метаморфическая зональность, выраженная увеличением степени метаморфизма с востока на запад. Гнейсы и мигматиты *нижнего шихтинского комплекса* практически не затронуты наложенными ретроградными метаморфическими преобразованиями, сланцеватость и осевые поверхности складок имеют западные падения, возрастает степень метаморфизма, появляются многочисленные жилы аплитов, нередко смятых в птигматитовые складки, ближе к центральной части массива в зонах интенсивных деформаций появляются мигматиты. Нижний шихтинский комплекс отделен от верхнего разрывом.

Модель структурной эволюции. Ранний этап (D_1) характеризуется компрессионными обстановками, связанными с коллизийным надвигообразованием. Структурные парагенезы в породах андриановской и ирунейской тектонической пластин отражают разные уровни глубинности структурообразования. Синколлизийный метаморфизм глубинных уровней сопровождается мигматизацией пород и гранитообразованием и проявлен в нижнем шихтинском комплексе, в метапелитах верхнего шихтинского комплекса ранние структуры проградного метаморфизма переработаны в результате последующего диафореза.

На постколлизийном этапе в обстановке растяжения происходит формирование пластичного сброса по породам верхнего шихтинского комплекса. На первой стадии (D^1) формируется сланцеватость, S-C-тектониты, метаморфическая и милонитовая полосчатость (S_1), синкинематические порфиобласты. Вторая стадия (D^2) характеризуется развитием складок и флексур, смятием ранних деформационных текстур и формированием кливажа плейчатости (S_2). На крыльях складок в зонах срывов образуются кварцевые жилы, впоследствии сминающиеся в складки, испытывающие расплющивание с появлением новообразованной кварцево-жильной полосчатости. На наиболее поздней третьей стадии (D^3) формируются кинк-зоны, складки, кливаж плейчатости (S_3). Заключительные эпизоды структурной эволюции ($D^{4?}$) отражены в образовании деформационно-химических структурных парагенезов в милонитах (стилолиты (S_4), «волокнистые» кальцитовые жилы). В меньшей степени структуры постколлизийного растяжения проявлены в андриановской пластине. В верхней части тектонического пакета (ирунейская пластина) преимущественно развиты хрупкие субвертикальные разрывы.

Обсуждение результатов. Надвиг западной вергентности в зоне Андриановского шва обусловлен компрессионной обстановкой, связанной с коллизией меловой островной дуги с окраиной Евразии в позднем палеоцене – начале эоцена [1, 5]. Последующее событие фиксирует постколлизийное растяжение, в результате которого

произошла эксгумация высокометаморфизованных комплексов Срединного хребта Камчатки. Коллизионное и постколлизионное события датируются в интервале палеоцен – начало эоцена, исходя из данных о возрасте протолита метапелитов шихтинской свиты (палеоцен [7]) и неавтохтона барабской свиты (50 млн. лет [5]). Зона пластичного сброса является главным свидетельством механизма тектонической денудации, за счет которого произошло выведение высокометаморфизованных образований автохтона. В верхней пластине аллохтона этот процесс выразился в формировании субвертикальных хрупких сбросов.

Основные выводы. Андриановский шов разделяет метапелиты шихтинского комплекса (метаморфизованные отложения северо-восточной окраины Евразии) и метавулканы андриановской свиты (перемещенные образования окраинного моря и островной дуги). В эволюции Андриановской шовной зоны четко выделяется два главных этапа: 1) коллизионное событие, произошедшее в результате надвигания окраинно-морских и островодужных комплексов (андриановская и ирунейская свиты) к западу; 2) постколлизионное событие, связанное с обратными, сбросовыми перемещениями по зоне Андриановского разлома на восток. Зона пластичного сброса развивается по породам верхнего шихтинского комплекса в кровле автохтона.

Выведение пакета высокометаморфизованных комплексов и сонахождение в современной структуре комплексов разной степени метаморфизма может соответствовать эволюционному сценарию формирования метаморфических ядер кордильерского типа [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64967, 03-05-06219), Национального научного фонда (США), проект NSF OPP-9911910.

Литература

1. Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59-78.
2. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71-78.
3. Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и др. Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // ДАН. 1992. Т. 326. № 1. С. 148-153.
4. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Н., изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1997. 182 с.
5. Соловьев А.В., Григоренко Е.С., Хоуриган Дж.К. Возраст и состав барабской свиты: время коллизии меловой островной дуги с Евразийской континентальной окраиной (Срединный хребет. Камчатка) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы (Материалы XXXVI Тектонического совещания). Т. 2. М.: Научный мир, 2003. С. 208-211.
6. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН, 1985. 138 с.
7. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B. High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinnyi Range, Kamchatka // Submitted to GSA meeting, 2003. N 56

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИЙ И АКВАТОРИЙ РОССИИ (ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ)

К.А. Клещев, В.С. Шейн

Москва, Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), vnigni@dol.ru

В сложившейся практике под нефтегазogeологическим районированием обычно понимают расчленение территорий, акваторий на отдельные части, в зависимости от

сходства и различия тектоники слагающих их формаций, в совокупности контролирующих нефтегазоносность недр. С позиций плитотектоники строение региона, распространение формаций, условия генерации и нефтегазонакопления контролируются проявлением тех или иных геодинамических обстановок. В этом случае нефтегазонаосные бассейны (провинции), суббассейны (области и др.) следует связывать с определенными плитотектоническими элементами, такими как континентальные палеоокраины, орогены столкновения плит и др., или же их частями - структурно-геоморфологическими зонами, например, со структурами тектонических перекрытий, инверсионными валами рифтов и др. С учетом того, что та или иная плитотектоническая единица характеризуется определенным набором формаций, накапливающихся при определенных палеогеографических условиях, на основе плитотектонического принципа нефтегазогеологического районирования можно разделять регионы по комплексу критериев – тектоническому, формационному, палеогеографическому и др. Поэтому этот принцип, на наш взгляд, является более прогрессивным. При таком подходе определяется прежде всего генетическая сущность, условия формирования и строения толщ бассейна, накопившихся в определенные интервалы его истории, подчеркиваются особенности его региональной структуры, размещения возможных очагов генерации и зон нефтегазонакопления. Например, выделен нефтегазонаосный бассейн (НГБ) орогена столкновения палеоген-юрской пассивной окраины континента с раннемеловой островной дугой. Это означает, что в юрское время толщи накапливались в условиях шельфа, континентального склона и подножья. С другой стороны в раннемеловое время формировалась островная дуга с преддуговой и тыльnodуговой осадочными террасами. В палеогеновое время островная дуга столкнулась с пассивной окраиной континента. Таким образом мы можем прочитать историю формирования толщ слагающих бассейн и определить условия их накопления и преобразования, подобно геологической карте. В этом заключается основное преимущество плитотектонического подхода нефтегазогеологического районирования перед традиционными. Генетически НГБ указанного типа связан со структурами континентальной окраины, часть которой трансформирована в ороген посредством столкновения плит. Край одной из них представлен континентом (платформой), а другой – островной дугой (эвгеосинклиалью). Соответственно должны быть размещены по площади бассейна формации, содержащие ОБ разного типа. От континента к океану прибрежно-морские, шельфовые платформенные толщи с гумусовым составом ОБ замещаются глубоководными породами континентального склона и подножья с ОБ сапропелевого типа. Главные очаги генерации бассейна рассматриваемого типа приурочены к толщам континентального подножья и склона пассивной окраины (миогеосинклинали) и к глубоководной зоне шельфа (платформа) и в меньшей степени к осадкам островной дуги. Особенностью тектоники рассматриваемого типа НГБ является резкое различие строения внутренней (трансформированной в ороген столкновения) и внешней (нетрансформированной) частей пассивной окраины, которые образуют соответствующие суббассейны. Суббассейну внутренней части пассивной окраины свойственны сложностроенные аллохтонные структуры (антиклинали-чешуи, коробчатые складки и др.) в верхней части разреза и брахиантиклинали, с пологими углами падения – в нижней. Суббассейну, связанному с внешней частью пассивной окраины, характерны платформенные пологозалегающие структуры (брахиантиклинали, купола и др.).

При плитотектоническом подходе к нефтегазогеологическому районированию дана сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности, так как каждый тип НГБ обладает различными потенциальными возможностями нефтегазонакопления. Так, различны возможности нефтегазообразования в НГБ пассивных континентальных

окаин и субдукционных бассейнов. С другой стороны швы столкновения плит, разделяя горно-складчатое обрамление бассейна на чешуйчато-надвиговую (внешнюю) и сильно смятую (внутреннюю) зоны во многих случаях отделяют перспективные земли от малоперспективных.

Ранг и размеры НГБ в значительной мере контролируются размерами плит, характером геодинамических процессов (межплитным или внутриплитным). С крупными плитами и межплитными движениями связаны НГБ наиболее крупного ранга – мегабассейны (мегапровинции), с плитами меньшего размера – бассейны (провинции), суббассейны (области).

На основе рассмотренных выше критериев составлена «Карта нефтегазогеологического районирования территорий и акваторий России» масштаба 1:10 000 000. На ней пересмотрены традиционные контуры многих нефтегазоносных (НГБ) и потенциально нефтегазоносных (ПНГБ) бассейнов. Например, ранее границы бассейнов проводились по выходам складчатых пород. На предлагаемой карте часть границ проведена не по выходам на поверхность складчатых образований, а по швам столкновения плит, что, во-первых, в большей мере, чем ранее, соответствует актуальной обстановке, во вторых, благодаря этому, увеличилась площадь перспективных земель, а в третьих, в ряде случаев иначе, чем ранее, рассматривается механизм формирования нефтегазоносных бассейнов, месторождений нефти и газа. Например, для многих НГБ изменились представления о размещении очагов генерации, и вместо одного, приуроченного к центру впадины, выделяется несколько, связанных с определенными плитотектоническими структурами. Естественно, изменились представления и о направлениях миграции углеводородов.

Плитотектонический подход к нефтегазогеологическому районированию позволил расширить диапазон нефтегазоносности. В первую очередь это касается бассейнов, испытывающих два цикла геодинамической эволюции, например, Западно-Сибирского, где обозначены бассейны нижнего (доюрского) и верхнего (юрско-кайнозойского этажа). Новые перспективные толщи здесь связаны с комплексами, сформировавшимися в доюрские циклы геодинамической эволюции, с резервуарами как стратиформного, так и нестратиформного типа (зоны дилатансий, антиформы, выступы и др.). Причем последние наиболее перспективны.

На «Карте нефтегазогеологического районирования территорий и акваторий России» выделено 45 бассейнов и 165 суббассейнов. Они образовались за счет проявления разных геодинамических обстановок, по преобладанию которых бассейны разделены на 5 крупных групп: 1 – континентальных палеорифтов, надрифтовых прогибов и депрессий, 2 – пассивных трансформных, континентальных палеоокаин и краевых прогибов, 3 – океанических рифтов и сопредельных континентальных окаин, 4 – орогенов столкновения плит и последующей изостазии, 5 – субдукционные (схождения, столкновения плит с областями преобладающей субдукции).

Указанные группы бассейнов подразделяются на типы и разновидности. Первая группа подразделяется на бассейны внутриконтинентальных и окраинно-континентальных рифтов, вторая – на бассейны пассивных и бассейны трансформных окаин, четвертая группа – на бассейны орогенов столкновения плит без влияния изостазии и бассейны, образовавшиеся над складчатыми комплексами орогенов столкновения плит в результате изостатического выравнивания литосферы.

Субдукционная группа бассейнов подразделяется на бассейны: 1 – активных континентальных палеоокаин, 2 – островных дуг, 3 – окраинных морей и океанических котловин.

Для каждого бассейна, суббассейна, выделенного на карте, описаны условия и время формирования осадочного чехла, складчатого основания, фундамента бассейна.

О САМООРГАНИЗАЦИИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Ключевский А.В.

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluhev@crust.irk.ru

Исследованиями последних лет показано, что поле напряжений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) может претерпевать существенные пространственно-временные вариации, в результате которых изменяются механизмы очагов и сейсмические моменты землетрясений [1, 2]. Выделены три интервала времени, в течение которых в БРЗ происходили упорядоченные системные вариации сейсмических моментов землетрясений, хорошо объясняемые изменениями относительного содержания толчков со сбросовым типом подвижки в годовых выборках землетрясений [3]. Природа этого явления связана с обменом осями главного и промежуточного напряжений, который отмечается в очагах землетрясений БРЗ и формируется, в основном, процессами рифтогенеза. По имеющимся материалам за неполные 30 лет (1968-1994 гг.) в поле напряжений Байкальского рифта детерминированы два эпизода инверсии осей главного и промежуточного напряжений. Первый эпизод выделен в конце 1970-х - начале 1980-х годов и обусловлен ослаблением активного рифтинга. Второй эпизод, скорее всего, связан с возросшим влиянием Индо-Азиатской коллизии при ослаблении рифтинга в конце 1980-х – начале 1990-х годов.

Как известно [4], современная геодинамическая обстановка в Монголо-Сибирском регионе формируется двумя основными энергетическими источниками – влиянием Индо-Азиатской коллизии [5] и поднятием с растеканием аномальной мантии в центральной части Азии [6]. БРЗ является геологическим образованием с очень большой глубиной заложения и мантийная неоднородность, обнаруженная под Байкальским регионом сейсмическими методами, распространяется на интервал глубин, охватывающий всю верхнюю мантию и продолжающийся в нижней мантии до глубин не менее 1700 км [7]. Средняя мощность земной коры Монголо-Сибирского региона составляет около 50 км [8], а под Байкалом толщина коры уменьшается до 36 км [9]. Сейсмофокальный слой земной коры в центральной части региона деформирован сильнее, чем на флангах и окраинах, а максимальная раздробленность среды обнаружена в пределах Южно-Байкальской впадины [10]. По мнению Н.А. Логачева [4] этот район является самым ранним элементом Байкальской рифтовой системы, ее историческим ядром. Анализ карт относительного напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона позволил выделить протяженные зоны максимумов структурно-силовых неоднородностей, хорошо коррелирующиеся с ареалом вулканической деятельности [11]. В пределах зон формируется неустойчивое в пространстве и времени напряженно-деформированное состояние земной коры и локализуются “особые точки”, совпадающие с местами и временем начала процесса преобразования полей напряжений при геодинамической активизации в конце 1970-х – начале 1980-х гг. Поле напряжений в “особых точках” претерпевает резкое изменение, которое затем распространяется в среде в виде волнового фронта. Такое поведение характерно для состояния-аттрактора самоорганизующихся неустойчивых термодинамических систем [12]. Основываясь на подобии и одновременности геофизических процессов в трех зонах максимумов неоднородностей можно предположить, что БРЗ является пространственно-временной открытой нелинейной самоорганизующейся системой.

По систематике самоорганизующихся геологических систем БРЗ можно отнести к мегасистеме [13]. Протяженность мегасистемы превышает тысячу километров, а

ширина изменяется от десятков до первых сотен километров. Чаще всего эти протяженные геодинамические структуры приурочены к зонам повышенной флюидной проницаемости в литосфере, а энергетическим источником самоорганизации являются глубинные флюидные системы. Исследование сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона показало, что практически все наблюдаемые пространственно-временные вариации напряженно-деформированного состояния литосферы могут быть обусловлены изменениями вертикальной компоненты поля напряжений S_v . Эти процессы происходят на всей территории БРЗ, но различаются по интенсивности проявления. Наиболее сильно они проявляются в областях рифтовых впадин и в “особых точках”, характеризующихся максимальной деструкцией земной коры и в высокой проницаемостью среды для флюидов и мантийных интрузий. Характерной особенностью этих изменений является постепенное увеличение и резкое, почти импульсное, уменьшение S_v , что может указывать на параметрическое (PT) и силовое управление системой, на соответствие процесса HS-режиму и S-режиму с обострением [14]. Постепенные процессы могут быть связаны с термической нестационарностью и гравитационной неустойчивостью аномальной мантии. Быстрые процессы могут происходить в результате фазовых переходов как явления декомпрессии при термодинамической неустойчивости локальных объемов земной коры.

Хаотические и детерминированные термодинамические явления “организуют” литосферу в Байкальской рифтовой системе. Термодинамические силы возникают, когда имеются неоднородности и флуктуации температуры, давления или химического потенциала [13, 14]. Движимая внутренними флуктуациями или другими малыми воздействиями, система покидает неустойчивое состояние и переходит к одному из многих возможных новых состояний. Хаос необходим для выхода системы на один из аттракторов и лежит в основе механизма объединения простых структур в сложные. Он может выступать как механизм смены различных режимов развития системы и переходов от одной относительно устойчивой структуры к другой. Чтобы поддерживать свою целостность, сложная структура должна существовать в колебательном режиме, позволяющем замедлять процессы и устанавливать общий темп развития внутри сложной структуры. Под понятием сложная структура подразумевается процесс, имеющий определенную топологию, способный перестраиваться и перемещаться в среде. Она формируется двумя прилегающими друг к другу и взаимопроникающими средами – аномальной мантией и земной корой. Скорость самоорганизации Байкальской рифтовой системы определяется деструкцией земной коры и динамикой процессов в мантии. Она высока в рифтовых впадинах и “особых точках” и минимальна за пределами рифтовой зоны. Поскольку сейсмичность является частью синергетических процессов в диссипативных геологических структурах, то явления самоорганизации находят отражение в сейсмичности Байкальского региона. Изменения сейсмического режима наблюдаются вслед за бифуркацией поля напряжений. Анализ сейсмического режима в Байкальском регионе показал, что наиболее сильные сейсмические события, как правило, являются откликом на перестройку и изменение поля напряжений. Пространственно-временное совпадение периодов геодинамической активизации и максимумов суммарной сейсмической энергии выполняется на протяжении всего периода инструментальных наблюдений [15].

Литература

1. Дядков П.Г. и др. Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение в 1992-1996 гг. // Доклады АН. 2000. Т.372, №1, с.99-103.
2. Ключевский А.В. Пространственно-временные вариации сейсмических моментов очагов землетрясений Байкальского региона // Доклады АН. 2000. Т.373, №5, с. 681-683.

3. Ключевский А.В. О природе пространственно-временных вариаций сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона // Доклады АН. 2002. Т.384, №5, с. 687-691.
4. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т.44, №5, с. 391-406.
5. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. 1975. V.189, No.4201, p.419-426.
6. Gao S., Davis P.M., Liu H., et al. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // Nature. 1994. V.371, p.149-151.
7. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981, 105 с.
8. Кочетков В.М., Зорин Ю.А., Курушин Р.А. и др. Глубинная структура литосферы, современная геодинамика и сейсмичность Монголо-Сибирского региона // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996, с. 115-124.
9. Зорин Ю.А. и др. Глубинное строение и термический режим литосферы Центральной Азии // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996, с. 107- 115.
10. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмодетформированное состояние земной коры Байкальского региона // Доклады АН. 2002. Т.382, №6, с.816-820.
11. Ключевский А.В. Особенности напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона // Доклады АН. 2003. Т.389, №3, с.398-403.
12. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1985, 425 с.
13. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992, 230 с.
14. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. С.-Пб: Алетейя, 2002, 414 с.15.
15. Ключевский А.В., Демьянович В.М. О соответствии пространственно-временных вариаций геодинамического и сейсмического процессов в Байкальском регионе. Доклады АН. 2003. Т.390, №4, с.537-541.

НОВЫЕ УПРУГИЕ РЕШЕНИЯ И ОСОБЫЕ ТОЧКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ БЫСТРЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ

М. Д. Коваленко^{}, Н. Н. Цыбин^{*}, Ю. Л. Ребецкий^{**}*

^{*}Москва, Государственный научно-исследовательский институт авиационных систем,
(ГосНИИАС), m.kovalenko@voskresensk.ru

^{**}Москва, Институт Физики Земли (ИФЗ) РАН, reb@ifz.ru

В настоящее время существует общее понимание того, что внутренняя структура горных пород, характер и плотность содержащихся в них дефектов могут оказывать существенное влияние на поведение среды под нагрузкой, например, на напряженное состояние в ней. Возможность учета этого влияния рассматривается, в частности, в рамках бурно развивающегося нового направления механики сплошной среды – мезомеханики, что позволяет, в приложениях к геомеханике, в рамках континуальных моделей учитывать наличие разрывов сплошности на микроуровне и структурные особенности строения горных пород.

В предлагаемой работе представлены результаты близкие к этому направлению механики континуума, но получены они в рамках классической теории упругости и базируются на точных решениях двух известнейших проблем плоской теории упругости: решение а) основных и б) смешанных краевых задач краевых задач теории упругости в прямоугольнике. Такие решения были построены авторами в последнее время и частично опубликованы в работах [1-4]. В этих решениях окончательные выражения для напряжений и смещений в прямоугольнике представляются в виде разложений по так называемым «однородным решениям теории упругости» [5], описывающим самоуравновешенные поля напряжений. Коэффициенты этих разложений находятся в простой явной форме подобно коэффициентам Фурье в разложениях Файлона-Рибьера. Вообще полученные решения можно рассматривать как

обобщение решений Файлона-Рибьера на тот случай, когда собственные числа, возникающие при решении краевой задачи, оказываются комплексными. Приведем, например, решение первой основной краевой задачи теории упругости в полуполосе $(x \geq 0, |y| \leq 1)$. Будем считать, что продольные стороны полуполосы $y = \pm 1$ не нагружены, а на торце $x = 0$ заданы самоуравновешенные нормальные напряжения $\sigma_x(0, y) = 1/3 - y^2$, а касательные равны нулю. В этом случае можно получить

$$\begin{aligned} \sigma_x(x, y) &= \sum_{k=1}^{\infty} 2 \operatorname{Re}(\sigma_{sk}(y)) \cdot \frac{\sigma_k}{N_k} [\cos(b_k x) + \frac{a_k \sin(b_k x)}{b_k}] e^{-a_k x} \\ \sigma_y(x, y) &= - \sum_{k=1}^{\infty} 2 \operatorname{Re}(\sigma_{sk}(y)) \cdot \frac{\sigma_k \bar{\lambda}_k}{N_k \lambda_k} [\cos(b_k x) - \frac{a_k \sin(b_k x)}{b_k}] e^{-a_k x} \\ \tau_{xy}(x, y) &= - \sum_{k=1}^{\infty} 2 \operatorname{Re}(\tau_k(y)) \frac{\sigma_k}{N_k} \cdot \frac{a_k \sin(b_k x)}{b_k} \lambda_k \bar{\lambda}_k e^{-a_k x}, N_k = \frac{\lambda_k \cos^2 \lambda_k}{\lambda_k^2 - \bar{\lambda}_k^2}, \operatorname{Re}(a_k, b_k) > 0. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь числа $\lambda_k = \pm a_k \pm i b_k (k \geq 1)$ - все комплексные нули трансцендентного характеристического уравнения $\lambda + \sin \lambda \cos \lambda = 0$. Для каждого номера $k \geq 1$ уравнение имеет четыре набора комплексных корней, которые можно вычислить, например, в MathCad, если воспользоваться следующей простой асимптотикой для чисел

$$\lambda_k \approx \pm(k\pi - \frac{\pi}{4}) \pm \frac{i}{2} \ln(4k\pi). \text{ Базисные функции, по которым строятся разложения (1),}$$

$$\begin{aligned} \sigma_{sk}(y) &= (\sin \lambda_k - \lambda_k \cos \lambda_k) \cos \lambda_k y - \lambda_k y \sin \lambda_k \sin \lambda_k y \\ \sigma_{yk}(y) &= (\sin \lambda_k + \lambda_k \cos \lambda_k) \cos \lambda_k y + \lambda_k y \sin \lambda_k \sin \lambda_k y \\ \tau_k(y) &= \cos \lambda_k \sin \lambda_k y - y \sin \lambda_k \cos \lambda_k y \end{aligned} \quad (2)$$

и есть однородные решения теории упругости. Числа σ_k - коэффициенты разложения, зависящие от вида нагрузки на торце полуполосы. Так как $\sigma_{sk}(\pm 1) = \tau_k(\pm 1) = 0$, то граничные условия по продольным сторонам полуполосы удовлетворяются автоматически. Касательные напряжения на торце, согласно представлению (1), равны нулю. А ряд для нормальных напряжений $\sigma_x(0, y)$ должен сходиться к заданной на торце полуполосы параболы $1/3 - y^2$. Можно привести бесконечно много выражений для чисел σ_k , так что формулы (1) будут давать решение рассматриваемой задачи. Соответствующие решения можно рассортировать по качеству сходимости рядов (1) в угловых точках полуполосы. Приведем три выражения для чисел σ_k :

$$1) \sigma_k = \frac{-2}{\lambda_k^2 (\lambda_k^2 - \bar{\lambda}_k^2)}, 2) \sigma_k = \frac{2}{(\lambda_k^2 - \bar{\lambda}_k^2)} \left(\frac{1}{\lambda_k^2} - \frac{\cos \lambda_k}{\lambda_k \sin \lambda_k} \right), 3) \sigma_k = \frac{2}{(\lambda_k^2 - \bar{\lambda}_k^2)} \left(\frac{1}{\lambda_k^2} - \frac{\cos \lambda_k}{\lambda_k \sin \lambda_k} + \frac{1}{3} \right) \quad (3)$$

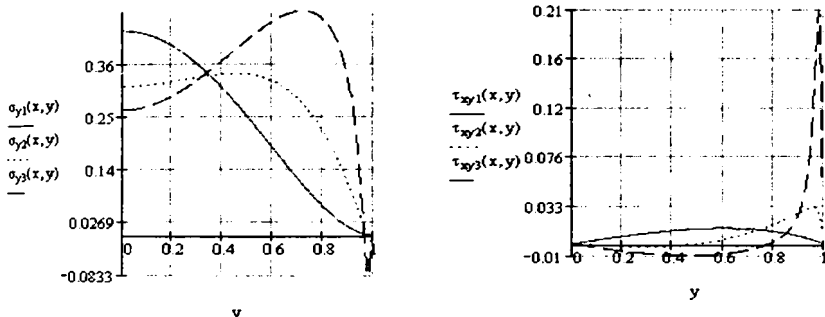
Ряды (1) для напряжений $\sigma_x(0, y)$ с коэффициентами 1) и 2) равномерно сходятся к раскладываемой параболы на всем отрезке $|y| \leq 1$, причем производная ряда с коэффициентами 1) непрерывна в точках $y = \pm 1$, а с коэффициентами 2) - имеет конечный разрыв в них. Тот же ряд с коэффициентами 3) сходится к раскладываемой функции только во внутренних точках отрезка $[-1, 1]$, а на концах отрезка сумма ряда равна нулю. То есть, в случае с) ряд сходится к разрывной функции на отрезке $[-1, 1]$.

Если теперь, например, из решения с коэффициентами 1) вычтем решение с коэффициентами 2), то получим ненулевое решение с нулевыми граничными условиями. Заметим, что речь не идет о неединственности решения краевой задачи, так как рассматриваются самоуравновешенные системы напряжений, которые не участвуют в доказательстве теоремы единственности (например, [6], стр. 280). В [6] такие напряжения называются «остаточными». Угловые точки полуполосы, в которых

происходит изменение гладкости решения и связанное с этим появление нового решения, назовем *точечными дефектами*. Пока это только математический объект, но возможно, что изменение гладкости решения в точечных дефектах удастся связать с соответствующими физическими явлениями в них. Таким образом, «остаточные» напряжения могут возникать лишь при наличии точечных дефектов, что, видимо, соответствует фактическому положению дел. Отметим, что необходимость учета влияния угловых точек в решении впервые строго была сформулирована, наверное, в работе [7].

Важной особенностью полученных решений является то, что распределения напряжений (1) и соответствующих им перемещений с коэффициентами 1)-3) существенно различаются (рис.) при очень близких значениях упругой внутренней энергии (особенно это заметно вдоль границ полосы). Следовательно, с точечными дефектами могут быть связаны триггерные эффекты, сопровождающиеся резкой сменой напряженного состояния среды. Дефекты могут располагаться не только в угловых точках области, но и в точках смены типа граничных условий, в частности, в вершине трещины. Более того, можно построить решение для полуполосы (прямоугольника) типа (1) с дефектами, как на границе, так и внутри области.

Переход от упругого деформирования к хрупкому разрушению или пластическому течению всегда начинается с некоторой точки, где достигается предельное состояние. Если речь идет о концевой области трещины, то, с позиций механики разрушения, предельное состояние определяется тем, что коэффициент интенсивности достигает некоторого предельного значения. Считается, что именно после этого возможно распространение разрыва. Таким образом, в рамках традиционного подхода имеет место скачкообразный переход от одного состояния, в котором свойства всех точек среды стабильны, к другому, в котором резко изменяются свойства вдоль линеамента (хрупкое прорастание разрыва) или в некоторой области (пластическое течение). На самом деле в среде со структурой, в местах с повышенной интенсивностью напряжений, происходит накопление дефектов, приводящее к постепенному изменению свойств среды [8].



Распределение напряжений в сечении полуполосы $x=0.02$

С точки зрения полученных точных решений, изменения свойств среды в таких областях можно трактовать как ухудшение гладкости решения в точечном дефекте. Если изменение напряженного состояния, обусловленное изменениями в точечных дефектах, становится существенным, то его можно рассматривать как прогностическое, для начала хрупкого разрушения или пластического деформирования. Заметим, что нельзя построить точечный дефект с бесконечным интегрируемым разрывом для напряжений, характерным для трещин. Возможно, что с этого момента точечный

дефект превращается в линейный.

Основываясь на полученных результатах, можно объяснить явления метастабильности поля напряжений вдоль границ литосферных плит в тектонически-активных областях, связав эти явления с изменением сейсмического режима в точечных дефектах на границах плит. При этом сами точечные дефекты можно рассматривать как спусковые механизмы (триггеры), инициирующие эволюцию поля напряжений вдоль протяженных разломных зон.

Исследования выполняются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект: 03-05-64069).

Литература

1. Коваленко М.Д., Фундаментальная и прикл. матем. 2001. №3. С. 761-774.
2. Себряков Г.Г., Коваленко М.Д., Цыбин Н.Н., Докл. РАН. 2002. Т. 388. № 2. С. 1-4.
3. Коваленко М.Д., Шибырин С.В., Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 2. С. 763-765.
4. Коваленко М.Д., Шибырин С.В., Известия РАН. МТТ. 1997. №1. С. 56-63.
5. Лурье А.И., Теория упругости. М.: Наука. 1970. 939 с.
6. Тимошенко С.П., Гудьер Дж., Теория упругости. М.: Наука. 1979. 560 с.
7. Шемякин Е.И., Докл. РАН. 1996. Т.347. №3. С. 342-345.
8. Штремель М.А., Соросовский образовательный журнал. 1997. № 4. С. 91-98.

ПОЛОГАЯ СУБДУКЦИЯ В АРХЕЕ: АРГУМЕНТЫ, НОВЕЙШИЕ АНАЛОГИ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В.Н.Кожевников

Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН, kozhevn@krc.karelia.ru

Субдукция океанической плиты, несущей надстройку, сложенную новообразованной океанической корой – мафическими плато, подводными хребтами, океаническими островами и другими термально-активными плавучими положительными океаническими структурами, происходит с выполаживанием угла погружения субдуцирующей плиты, что связано с большей плавучестью горячих участков плиты из-за меньшей их плотности. С пологой субдукцией (ПС) связано много явлений, не характерных для обычных субдукционных зон [1]: 1- изменение термальной структуры края континента; 2- аномальный магматизм с изменением состава дуговых магм; 3- разрывы в вулканических цепях, наблюдаемые в 24 областях циркумтихоокеанской конвергентной системы, в которых в настоящее время субдуцирует 30% океанической коры (в архее эта величина могла быть существенно выше за счет более высокого геотермического градиента); 4-обдукция офиолитов; 5- деформация преддужья, поднятие и/или рост континентальной окраины; 6- формирование окраинного бассейна; 7- тектоническая эрозия основания дуги.

При ПС выплавляются специфические породы-высоконатровые андезиты, породы одновременно и известково-щелочной, и толеитовой серий, бониниты, адакиты, санукитониды, что является индикаторами высокоградиентного плавления, происшедшего на меньших, чем при обычной субдукции, глубинах. В архейских зеленокаменных поясах (ЗКП) Карельского кратона андезиты обладают умеренными K_2O/Na_2O -отношениями, но часть андезитов из позднеархейских ЗКП Северной Карелии характеризуется ультранизкими их значениями и обладает смешанными известково-щелочными и толеитовыми характеристиками [2]. На спайдерграммах андезитов толеитовой серии и в ферробазальтах при плоском распределении REE наблюдаются необычные соотношения в индикаторной триаде $Th >> Nb >> La$, которые отмечены лишь в профилях выветривания основных пород и в терригенных осадках-

продуктах разрушения и выветривания кислых пород. Необычная геохимия HFSE-элементов в данных породах связана с плавлением субдущированных осадков [3], а рециклинг осадков, их затаскивание в зону субдукции наиболее эффективно происходят именно при ПС [4].

Веским доказательством архейской ПС является обнаружение пород анинитовой серии в ЗКП Сев. Карелии, сходных с бонинитами супрасубдукционных офиолитов Троодоса [5]. Бониниты долго связывали исключительно с океаническими обстановками. Однако, появились данные о более широком диапазоне обстановок появления этих пород. Так, бониниты описаны в мафическом разрезе района Финлейсон Лейк, рассматриваемом как часть среднепалеозойской окраинно-континентальной дугово-задуговой системы на юго-востоке Юкона [6]. Именно окраинно-континентальный задуговой режим формирования супрасубдукционных офиолитов был ранее рассмотрен в геодинамической модели ЗКП хизоваарского типа, что позволило наиболее непротиворечиво объяснить всю совокупность установленных геологических и геохимических фактов [3]. К настоящему времени бониниты и породы бонинитовой серии обнаружены в архее ряда докембрийских кратонов. В кратоне Каапвааль в ЗКП Нондвени и Коммондейл описаны бониниты с возрастом 3.3Ga [7]. В кратоне Пилбара субвулканы бонинитовой серии с возрастом 2970-2955 Ма, залегают среди осадочных комплексов бассейна Маллина и рвутся щелочными(!) гранитами и санукитоидами с возрастом 2955-2945 Ма [8]. Связь бонинитов с субдукцией очевидна. Столь раннее их появление в архейской истории, когда температура в мантии была более высокой, также приводит к выводу о том, что выплавление бонинитов в архее могло происходить только при ПС.

Другим важным аргументом в пользу архейской ПС является обнаружение в ряде районов Карельского кратона пород адакитовой серии [9]. Вулканы адакитовой серии из ЗКП Северной Карелии, как показал А.А.Щипанский, имеют спайдерграммы, практически идентичные с адакитами филиппинских островов Негрос и Батан, расположенных в непосредственной близости от субдуцирующих подводных хребтов. В архее подобная обстановка описана в южном Абитибии, где адакитовые вулканы входят в состав ассоциации Крист (2698±4Ма), выполняющей ядро синклинали Поркьюпайн. Объясняя появление этих адакитов, канадские геологи пишут, что "...необычно полагая субдукция имела место в непосредственной близости от аномально горячей плюмовой астеносферы и в ассоциации с субдуцировавшим плато. Эта тектоническая обстановка является полным аналогом обстановок, описанных для постархейских адакитов" [10]. Особое значение эта интерпретация приобретает в связи с тем, что мантийные кисло-средние породы, связанные с ПС, играют рудоконтролирующую роль для Au-оруденения в Абитибии, в районе Ред Лейка и в Хемло [11], т.е. во всех трех главных золоторудных регионах кратона Сьюпириор.

С плавлением древней континентальной окраины, сложенной ТТГ-комплексом в дуговой и задуговой обстановке, объясняют обилие адакитов в Восточном Голдфилде в кратоне Йилгарн. При этом подчеркивается, что именно высокий геотермический градиент в архее, способствовал плавлению и слэба, и утолщенной мафической коры на конвергентных границах [12]. Кстати, этот район также является главным Au-рудным районом в кратоне Йилгарн, включающим гигант (около 2500т Au) Голден Майл.

С ПС в архее может быть связан ряд тектонических явлений таких, как: сохранение в разрезах поясов обдуцированных мафических аллохтонов-фрагментов океанических плато [13] или супрасубдукционных офиолитов [3,5]; - ортогональные системы ЗКП и структур, сложенных ассоциациями пород, сформированных в совершенно разных палеогеографических и палеотектонических обстановках [3],

например, пояса Хатту и Коверо в Вост. Финляндии; - инвертированность задуговых бассейнов, которая может быть связана с их подъемом при ПС мафических плато. Одним из признаков этого может быть обилие галек неполосчатых чертов в конгломератах, представляющих продукты глубоководного эксгальационно-хемогенного отложения железистого и кремнеземистого геля. Неполосчатое строение этих пород свидетельствует об отсутствии деформаций между отложением, диагенезом и литификацией осадка, его разрушением, транспортом и отложением. Нечто подобное имеет место, по-видимому, в ранней генерации ЗКП на северо-западе Онтарио ("канибализированные платформенные ассоциации").

Металлогенические особенности процессов, обусловленных ПС на молодых конвергентных границах, определяются спецификой геологических процессов, которые связаны с малоглубинным плавлением широкого спектра мантийных пород пород океанической и континентальной коры, субдуцированных осадков полигенной природы, а также прогрессирующим подъемом супрасубдукционной зоны, субдукционной эрозией края перекрывающей плиты и системами деформаций, при этом возникавших. Процессы плавления сопровождалась и стимулировались значительными объемами флюидов, выделявшихся при дегидратации перечисленных пород по очень широкому фронту в направлении конвергенции, что определяется самой стереометрией динамо-кинематической системы при ПС. Возникавшие при этом ассоциации рудных элементов являются эклектичными и представляют сочетания мантийных, коровых и связанных с осадочным рециклингом элементов. Именно такие сложные полигенные и полихронные элементные и рудные системы характерны для архейских ЗКП Карельского кратона, включающих золоторудные месторождения и рудопроявления, и в целом для золоторудных архейских систем, связанных с ЗКП [16]. В последних одним из важнейших компонентов, являются, массивы, "внутренних гранитоидов", сложенные породами ТТГ-ассоциации, санукитоидами, монцонитами, сиенитами. Эти породы рассматриваются как рудоконтролирующие и рудолокализирующие, играющие важную роль как индикаторы Au-рудогенеза, связанного с поздне-посторогеническими процессами [14]. В других моделях таким гранитоидам, в частности, санукитоидам отводится рудогенерирующая роль [15].

Специфика золоторудных процессов, связанных с ПС в молодых зонах конвергенции, сходна с архейскими. Так, в Центральном Чили, где установлены две золоторудные эпохи -117-112Ма и 24-8Ма, главные запасы золота (около 80% из 1100т) обнаружены над зоной ПС, а сами месторождения прослеживаются широкой полосой с омоложением рудных процессов в направлении конвергенции, т.е. вглубь континента. В этом же направлении наблюдается углубление очагов магмогенерации. Полигенный характер золотого оруденения сходен с архейским, и наряду с порфировым типом велика роль связанных с развитием поздних pull-apart-бассейнов мезо-эпитермальных месторождений. Другая особенность металлогении регионов с ПС связана с подъемом и разрушением вулканических дуг и преддугий над зонами субдукции. При этом происходило выветривание офиолитовых аллохтонов с формированием Ni-латеритных руд и формирование золотоносных россыпей преимущественно в преддуговом бассейне (Панама - Коста-Рика).

Работа выполнена при финансовой поддержке регионального гранта РФФИ "Север" (02-05-97507).

Литература

1. Nelson E.P., R.D.Forsythe. 1989. Ridge collision at convergent margins: implications for Archean and post-Archean crustal growth. Tectonophysics, v.161, p.307-315.
2. Кожевников В.Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992, 199 с.

3. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные оруденения. Петрозаводск, 2000, 223 с.
4. Aubouin J. 1989. Some aspects of the tectonics of subduction zones. *Tectonoph.* v.160, p.1-21.
5. Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bogina M.M., Slabunov, A.I., and Bibikova, E.V. 1999. High-Mg, low-Ti quartz amphibolites of the Khizovaara greenstone belt, Northern Karelia: Archean metamorphosed komatiites? *Doklady Earth Science* 365a, 817-820
6. Piercey S.J., et al. 2001. Boninitic magmatism in a continental margin setting, Yukon-Tanana terrrain, southeastern Yukon. *Geology*, v.29, no.8: p.731-734.
7. Wilson A.H. Orthopyroxene-bearing komatiites in the Kaapvaal Craton, South Africa. *Abstr.4thInt.Archaean symp.*, Perth 2001, p.205-207.
8. Smithies R.H., D.S. Champion and S.-S. Sun. 2001. Diverse mantle sources for ca.2.95Ga magmatism in the central Pilbara Craton. *Abstr.4thInt.Archaean symp.*, Perth 2001, p.205-207.
9. Самсонов А.В. и др. Геохронология и петрология Хизоваарской структуры, Северокарельский зеленокаменный пояс: Стадийность формирования и геодинамические режимы. Тез. 1-й Росс.конф. по изот. геогр. М.2000. С.326-329.
10. Wyman D.A.2001. Mantle plume – subduction zone interaction: A major Late Archaean crustal growth process. *Abstr.4thInt.Archaean symp.*, Perth 2001, p.211-213.
11. Beakhouse G.P., Davis D.W. 2001. Secular evolution of intermediate to felsic intrusive rocks associated with the Hemlo Greenstone Belt, Superior Province, Canada. *Abstr.4thInt.Archaean symp.*, Perth 2001, p.127-128.
12. Brown S.J.A., et al. 2001. The origin of TTD volcanoclastic rocks in the Kalgoolie terrane, WA. *Abstr.4thInt.Archaean symp.*, Perth 2001, p.205-207.
13. Puchtel L.S. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt. *Earth Pl. Sci. Lett.*, 1998. 155. p.57-74.
14. Кожевников В.Н. и др. Факторы контроля золотометаллического оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов. *Отч. геология*, № 3, 1998, с.55-64.
15. Lobach-Zhuchenko S.B. et al. Late Archean high-Mg and subalkaline granitoides and lamprophyres as indicators of gold mineralization in Karelia (Baltic Shield), Russia. *Kremenetsky, Lehmann & Seltmann (Eds). Ore-Bearing Granites of Russia and Adjacent Countries. INTAS-93-1783 Project, IGCP-373 Project, Moscow*, 2000, p.193-211.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ КОРООБРАЗУЮЩИЙ ПРОЦЕСС В ФОРМИРОВАНИИ ИЗОТОПНОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

И.К.Козаков, В.И.Коваленко**, В.В.Ярмолюк***

*Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
ivan@ik4843.spb.edu

** Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

В складчатых сооружениях Центральной Азии выделяются две категории областей – мозаичные и линейные. К первым относятся главным образом байкальские и каледонские, ко вторым – герцинские складчатые системы [9]. На основе анализа Nd модельных возрастов фанерозойских гранитоидов указанным структурам в целом соответствуют дорифейская, каледонская и герцинская изотопные провинции, в которых установлены интервалы значений $T_{Nd}(DM)$ 850-2100, 700-950, 550-750 млн.лет [3, 4]. По современным представлениям, типичная континентальная кора образуется в ходе субдукционных процессов в обстановках островных дуг и активных континентальных окраин и последующей аккреции и коллизии палеоокеанических комплексов. В Nd изотопной систематике образование ювенильной континентальной коры связывается с отделением сиалических расплавов от мантийных источников [14].

Среди образований докембрийской изотопной провинции выделяются фрагменты микроконтинентов с дорифейским и рифейским основанием [6, 8, 12]. В пределах

микроконтинентов (за исключением Байдарикского блока) преобладают ранне- и среднерифейские значения Nd модельных возрастов гранитоидов [3, 6], но в реальной структуре Центральной Азии корообразующий процесс в этом интервале не проявлен. В структурах же обрамления Сибирской платформы представлены офиолиты и островодужные комплексы позднерифейского возраста [1, 2, 8]. В каледонской и герцинской изотопных провинциях Nd модельные возраста гранитоидов главным образом имеют позднерифейские значения при некоторой тенденции омоложения последних в герцинидах [4].

Исследованные гранитоидные комплексы различаются по уровню зарождения формирующих их расплавов [6, 8]. Среди них выделяются субавтохтонные ультрамагматические $\epsilon(-)$ граниты (I группа). ($T_{DM}=1.3$ млрд. лет; $\epsilon_{Nd}(T)=-2.1$). По изотопным характеристикам они близки к вмещающим их метатерригенным породам ($T_{DM}=1.3-1.6$ млрд.лет; $\epsilon_{Nd}(T)=-0.8 - -5.7$). II группа - это аллохтонные син- и постметаморфические $\epsilon(+)$ гранитоиды каледонид и герцинид, характеризующие коровые источники более глубинных сечений земной коры. Для этих гранитоидов интервал значений $T_{DM}=0.60-0.81$ млрд. лет и $\epsilon_{Nd}(T)=+2.1-5.7$. Наиболее близкие изотопные характеристики имеют породы гранулитовой фации и синметаморфические интрузивные гранитоиды, локализованные в глубинных сечениях каледонид и герцинид.

При анализе Nd изотопных данных учитываются два возможных варианта их интерпретации. В первом предполагается, что значения Nd модельных возрастов гранитоидов отражают время формирования континентальной коры [13]. Доказательством этого возраста должно являться присутствие пород с величинами $\epsilon_{Nd}(T)$, близкими к таковому в деплетированной мантии. Такие породы с возрастом ~ 570 млн.лет установлены только в офиолитах и гранитоидах Озерной зоны Монголии [11]. Большинство же значений $T_{Nd}(DM)$ гранитоидов имеет более древние величины [4]. Во втором варианте допускается, что величины Nd модельных возрастов связаны с процессами смешения и не дают прямой информации о времени проявления корообразующих процессов. Процесс смешения может быть реализован не только в результате тектонического совмещения пород с различными изотопными характеристиками [11], но, кроме того, в качестве древнего корового материала, поступающего в области формирования офиолитов, островных дуг и окраинных бассейнов в виде продуктов размыва континентов, или же в качестве молодого ювенильного материала, добавляющегося к более древней коре в надсубдукционной зоне [15].

Формирование $\epsilon(+)$ гранитоидов каледонской изотопной провинции находит видимое объяснение в процессах смешения вендской (530-570 млн.лет) ювенильной коры и пелитового материала с более древним модельным возрастом, поступающим из областей размыва [4, 11]. Вместе с тем устанавливаемое «омоложение» Nd модельных возрастов гранитоидов при переходе от докембрийской к каледонской и герцинской изотопным провинциям при сравнительно узком интервале значений Nd модельных возрастов (поздний рифей, реже венд) коровых гранитоидов может быть связано с поступлением ювенильной коры в ранее сформированную позднерифейскую кору или осадки. Последняя в дальнейшем может служить источником гранитоидных расплавов или участвовать в формировании источника, в котором значение Nd модельного возраста определяется пропорциями смешения позднерифейской коры (или коровых источников) и венд-кембрийской и раннепалеозойской ювенильной коры. Естественно, что нельзя исключать и влияния осадочного материала из областей размыва, но он в большей степени влияет на изотопный состав метатерригенных толщ. Вследствие этого

модельный возраст исследованных метаморфических пород отвечает раннему-среднему рифею.

Проведенные Nd изотопные исследования позволяют предполагать присутствие коры переходного типа, сформированной в течение позднего протерозоя в основании Тувино-Монгольского массива [5, 7, 8]. Установливаемые средне- и раннерифейские значения Nd модельных возрастов раннепалеозойских гранитоидов могут быть связаны с процессами смешения, в которых одним из источников могут быть позднерифейские вулканно-плутонические комплексы его основания, а другим - метаморфические породы с Nd модельными возрастами 1.5-1.9 млрд. лет [8]. На возможное присутствие позднерифейской вулканно-плутонических комплексов указывают данные о возрасте широкого метатерригенных пород (результаты датирования на ион-ионном микрозонде SHRIMP II), определенные в интервале 0.7-0.9 млрд. лет [7]. Ранее полученные Pb изотопные данные показывают, что палеозойские гранитоиды Центральной Азии (не только в микроконтинентах) сформированы главным образом за счет переработки коры с позднерифейскими модельными возрастами при подчиненном вкладе раннекембрийской.

Выводы

1. Можно допустить, что в позднем рифее до и в начале распада Родинии в ее окраинах шло формирование рифтогенных структур, а в пределах океанического бассейна - вулканических дуг, островов, задуговых и междуговых бассейнов, то есть поступление ювенильного материала, формирующего в течение 300-350 млн. лет кору переходного типа. Оценить масштаб проявления корообразующего процесса этого возраста достаточно сложно. Однако в позднем рифее-венде (начиная примерно с 1.0-0.9 млрд. лет) фиксируется значимое увеличение объема ювенильной континентальной коры [13]. О масштабном поступлении ювенильного материала в земную кору, начиная с позднего рифея, указывает также понижение изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в морской воде [10].

2. Фрагменты позднерифейской коры и продуктов ее разрушения в дальнейшем выступают не только в качестве фундамента для шельфовых и рифтогенных толщ микроконтинентов, но также могут быть представлены в основании и каледонских, и герцинских подвижных поясов Центральной Азии, являясь одним из источников расплавов фанерозойских гранитоидов.

3. Омоложение Nd модельных возрастов, установленное в изотопных провинциях Центральной Азии может быть связано с последовательным поступлением ювенильного материала в ранее сформированную кору (или продукты ее разрушения) основания подвижных поясов и микроконтинентов, связанным с развитием активных континентальных окраин и внутрилитных источников [11] Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: № 02-05-64208, 02-05-64196, 00-05-72011, НШ 1145.2003.05 и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8.

Литература

1. Верниковский В.А., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области. // Геохимия. 1999. № 6. С.563-573
2. Верниковский В.А. и др. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750-720 млн лет назад // Доклады академии наук, 2002, т.384, № 2, с.221-226.
3. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // Доклады РАН. 1996. Том 348. N 2. С. 220-222.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные. // Геохимия. 1996а. N 8, с.699-712.
5. Коваленко В.И. и др. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные. // Геотектоника, 1999, №3, с. 21-41.
6. Козаков И.К. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока

- Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные. // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 240-248.
7. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива. // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22-43.
8. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Кораобразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491-512.
9. 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.
10. Семихатов М.А. Низкое отношение Sr^{87}/Sr^{86} в Гренвилевском и пост-Гренвилевском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, том 10, № 1, с. 3-46.
11. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук, 2003, т. 389, № 3, с. 354-359.
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника, 1999а, № 4, с. 3-20.
13. Condie K.C. Continental Growth During Formation of Rodinia // Gondwana Research, V. 4, № 1, p. 5-16
14. De Paolo, D.J., Neodymium isotope geochemistry: an introduction. Springer Verlag. 1988. New York, p. 187.
15. Farmer G.L., DePaolo D.J. Origin Of Mesozoic and Tertiary Granite in the Western United States and Implications for Pre-Mesozoic Crustal Structure. // Journal of geophysical Research. V.88. NO. B4. April 10.1983. P. 3379-3401.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НЕЛИНЕЙНЫХ И ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ СТРУКТУРИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В КАЙНОЗОЕ: РЕГИОН ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

А.А. Коковкин

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, kokovkin@itig.ru

Автором в течение двадцати последних лет проводится комплексное эволюционное моделирование процессов кайнозойского рудогенеза, геодинамики, морфогенеза и (в последние годы) сейсмостектоники, с региональными и среднemaштабными палеорекострукциями [1-4, 6]. Значительное внимание в ходе моделирования уделяется изучению характера взаимодействия синхронно функционирующих структур отрицательного и положительного знаков, роли в их формировании разрывной тектоники. Структурирование континентальной коры рассматривается при этом как самоорганизующийся процесс с нелинейным и волновым развитием, характерным для всех природных систем открытого (диссипативного) типа.

Развитие континентальной коры в позднем мелу – кайнозое определил отрицательный ритм планетарных пульсаций [5] В регионе он выразился через механизм трехстороннего сжатия – через встречные движения Сибирского и Китайского кратонов, в сочетании с движением на континент Тихоокеанской плиты. Действие этого трехстороннего пресса было осложнено более мелкой возвратно-поступательной ритмикой и с другой стороны – влиянием «длинной» периодики движения Индийской и Филиппинской плит [7].

Такая пространственно-временная организация пульсаций отразилась развитием в литосфере региона соответствующих им горизонтальных и вертикальных напряжений. Это и определило своеобразие структурирования кайнозойской континентальной коры, с нелинейным и волновым характером его процессов. Основную роль в нем играло растянутое в геологическом времени, динамичное взаимодействие рифтогенных и орогенных систем, с полярностью их результирующего морфоструктурного

выражения.

К концу новейшего этапа в континентальной коре региона под действием упомянутого трехстороннего пресса была сформирована в целом конформная ему, сложнопостроенная волновая структурная гармоника. Она состоит из Сунляо - Амурской и Амуро-Ханкайской рифтогенных систем с ограничивающими и разделяющими их орогенами Большого Хингана, Восточно-Буреинского, Сихотэ-Алинского, Алдано-Станового. Ход формирования ее внутренней структуры определили, в первую очередь, глубинные разломы, принадлежащие к системам Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных поясов.

Разломы функционировали в знакопеременном сдвиговом режиме, с циклической сменой активности по системам того или иного направления. Именно такой режим обеспечил синхронно развивающимся орогенным и рифтогенным структурам их пространственно-временную устойчивость. Индикаторами этого режима являются инверсионные структуры – приразломные впадины в орогенах и внутренние поднятия в рифтогенах.

Оба типа инверсионных структур развиваются в направлении, полярном по отношению к ходу развития вмещающих их структурных образований, что иллюстрирует нелинейность процесса структурирования коры. Модели их формирования разработаны автором при составлении карты сейсмотектоники Среднего-Нижнего Приамурья [1]. Выделенные инверсионные структуры содержат свернутую, весьма удобную для изучения информацию по эволюции вмещающих структур и контролирующих ход их развития разломов. Этому способствует их относительная локальность и наличие в них геологических реперов, обеспечивающих возрастную датировку активизационных процессов – кайнозойских осадков и платобазальтов, кор выветривания.

Примером структур первого типа является прогиб Тан-Лу и исследованные автором приразломные впадины зоны Хинганского разлома (Эхилканская, Сулукская, Верхне-Амгунская), также целый ряд подобных структур Сихотэ-Алинского орогена (Приоблачная, Арсеньевская, Нижне-Бикинская, и др.) На севере региона их представителями являются впадины Алдано-Станового орогена, локализованные в зонах разломов Становой и Монголо-Охотской систем (Боконская, Верхне-Зейская, Токская, Урканская и др.). Последние продолжают к востоку ряд аналогичных по характеру развития впадин Байкальского рифта (Тункинская, Баргузинская, Байкальская и др.).

Большая (до 100 км и более) протяженность отдельных приразломных рифтогенов могла, казалось бы, свидетельствовать о значительных масштабах результирующих горизонтальных смещений по соответствующим разломам (или по крайней мере не противоречила бы этому). Однако, рассматривая это в контексте развития всей совокупности рифтогенных и орогенных систем региона, можно прийти к принципиально иному выводу. Приуроченность приразломных впадин к зонам разломов разной ориентировки (широтной, меридиональной, северо-восточной), в сочетании с единым (преимущественно, палеоген - квартал) возрастным диапазоном выполняющих их осадков и полное соответствие этого диапазона возрасту основных рифтогенных систем региона – все это, так или иначе, свидетельствует о пространственно-временном единстве процесса структурирования коры в пределах всего региона.

Из этого же следует вывод об определяющей роли в ее структурировании знакопеременного сдвига, а также об ограниченности горизонтальной амплитуды движений для основной части кайнозойских сдвиговых импульсов величиной в первые километры. При этом для наиболее активных импульсов обозначается увеличение

горизонтальных смещений до первых десятков километров. Это, в частности, можно отнести к новейшему этапу планетарной активизации. В регионе с ним связано проявление базальтоидного магматизма, усиление сдвиговых и покровно-надвиговых дислокаций. Подтверждение этому получено автором, в частности, при изучении дислокаций по зоне Хинганского разлома, где по модели автора горизонтальные смещения оценены величиной до 20-30 км.

Наиболее яркими представителями инверсионных структур второго типа являются сложнопостроенные сводовые поднятия, сформированные системой разломов Намурхэ на сочленении Амуро-Зейской впадины и Сунляо [4], и на сопряжении впадины Санцзян со структурой Средне-Амурской впадины [1]. Активность этих структур на новейшем этапе подтверждена прямыми наблюдениями. В частности, на Хабаровско-Хехцирском инверсионном поднятии в ходе полевой заверки карты сейсмотектоники Среднего-Нижнего Приамурья, проведенной автором в 2003 году, установлены палеосейсмодислокации, датированные голоценом.

Примечательно, что упомянутая система разломов Намурхэ, которую следует отнести к разряду трансконтинентальных, контролирует положение инверсионных структур обоих выделенных типов на всем своем протяжении. В соответствии с закономерностью общего омоложения структурирующих мезозойско-кайнозойскую континентальную кору геологических событий (6), омолаживается к востоку и возраст заложения контролируемых этой системой инверсионных структур. Он «скользит» от палеоцена в зоне сочленения Амуро-Зейской впадины и Сунляо до квартала на Сихотэ-Алине. При этом новейшие активизационные процессы проявлены в инверсионных структурах по всей разломной системе – от Монголии до Татарского пролива.

Основные выводы:

1. Структурирование континентальной коры на рассматриваемом (кайнозойском) этапе представляет собой нелинейный самоорганизующийся процесс с признаками волнового характера.

2. Результат структурирования коры в регионе выразился в формировании сложнопостроенной волновой структурной гармонии, образованной синхронно развивающимися и активно взаимодействующими рифтогенными и орогенными системами.

3. Характер внутреннего структурирования рифтогенов и орогенов определили глубинные разломы, функционирующие в знакопеременном сдвиговом режиме, с циклической сменой активности по разломным системам того или иного направления.

4. Характерной особенностью развития рифтогенных и орогенных систем является формирование в них инверсионных структур, отразивших нелинейность процесса структурирования коры.

5. Высокая активность и масштабность кайнозойских событий обуславливает их существенный маскировочный эффект, который следует учитывать при моделировании более ранних этапов развития континентальной коры.

Литература

1. Бормотов В.А., Коковкин А.А., Уломов В.И. и др. Уточнение исходного сейсмического балла для территорий г. Хабаровска и г. Комсомольска-на-Амуре. Хабаровск, 2003.
2. Коковкин А.А. История геологического развития и перспективы ураноносности Синегорской рудно-магматической системы в Южном Приморье. Автореф канд дисс. М.: ВИМС, 1990.
3. Коковкин А.А., Бакулин С.М. Комплексная прогнозно-металлогеническая модель кайнозойского рудогенеза юга Дальнего Востока. ФГУП «Тасгеология» – ВИМС, 1997.
4. Коковкин А.А. Особенности внутреннего строения зоны сочленения Амуро-Зейской впадины и Сунляо // Строение и эволюция Востока Азии. Хабаровск. ИГиГ. 1999. с.167-174.
5. Кротокин П.Н., Ефремов В.Н. Изменение радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника, 1992. №4. с. 3-14.

6. Коковкин А.А. Эволюционная модель кайнозойской геодинамики востока Азии: регион юга Дальнего Востока России // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, Новосибирск: филиал «Гео», 2003, с. 339-342.
7. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic Tectonic of Asia: Effects of a continental collision // Science, 1975. Vol.189. №4201. p. 419-426.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Э.Конторович, С.Ю.Беляев, Л.М.Бурштейн, А.С.Ефимов, В.А.Конторович,*

*В.А.Кринин**, Ю.Ф.Филиппов, А.В.Хоменко*

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, filippov@ngs.ru

* Красноярск, ОАО «Красноярскгеофизика»

**Красноярск, ООО «Енисейнефть»

В последние годы доказано развитие в левобережной части Енисея, под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ), верхнедокембрийско-палеозойского платформенного осадочного комплекса пород, с которым могут быть связаны значительные перспективы нефтегазоносности этой территории.

Результаты бурения скважин: Лемок-1, где получены прямые признаки нефтегазоносности, Тыйской-1, Аверинской-150 в Красноярском крае и Вездеходной-4 в Томской области, сейсморазведочные данные указывают на широкое развитие в этом районе мощных (до 10–12 км) слабо складчатых рифейско-палеозойских осадочных платформенных комплексов, аналогичных таковым на Сибирской платформе (СП).

Скважина Вездеходная-4 вскрыла в призабойной части (4800-5005 м) гранодиориты, перекрытые мощной (1282 м) дислоцированной вулканогенно-осадочной толщей с эффузивами основного состава и субвулканическими телами долеритов. Вулканогенно-терригенные отложения образованы дистальными турбидитами туффитового, глинисто-алевритового и туфового состава. Эффузивы, представленные базальтами (спилитами) и долеритами, относятся к толентовому и субшелочному рядам и обладают повышенной магнезиальностью. По петрохимическому составу (содержание Th, Hf, Ta) вулканиты близки к базальтам задуговых окраинных бассейнов. Возраст толщи (по Ag-Ag и Rb-Sr) около 520 млн.лет [1]. Верхняя (400 м) часть разреза представлена доломитами позднедевонского (франского, по водорослям и фораминиферам) возраста [2].

Скважинами Тыйской-1, Лемок-1 и Аверинской-150 в левобережье р.Енисей в интервале глубин 700-4430 м вскрыт мощный разрез соленосно-карбонатных нижнекембрийских и терригенно-карбонатных средне-верхнекембрийских (по трилобитам) отложений [2]. На юго-западе СП аналоги этих отложений представлены усольской, бельской, булайской, ангарской, зелеевской и верхоленской (звенкинской) свитами. Фациальный анализ нижнекембрийских отложений свидетельствует о формировании их в условиях мелководного солеродного бассейна (крупного залива, являвшегося фрагментом мегабассейна, охватывающего территорию СП и востока ЗСГ). Под соленосными отложениями усольской свиты (инт.4430-4770 м) скважиной Аверинская-150 вскрыты карбонатные отложения предположительно вендского возраста.

Анализ сейсмических профилей показывает, что в Предьенисейском районе намечается обширная (до 300 км на запад от Енисея) зона, где в доюрском разрезе

хорошо прослеживаются отражающие горизонты, соответствующие палеозойских, нижнекембрийских, усольских, вендских и рифейских отложений. По характеру волновой картины выделены наборы сейсмофациальных комплексов (СФК). По особенностям строения и взаимоотношений которых доказывают идентичность их западным районам СП, на что еще в 80-90-х годах указывали Н.Н.Дашкевич, В.А.Бененсон, В.А.Каштанов, С.А.Степанов и др.

Анализ материалов глубокого бурения и результатов сейсмофациального районирования, их комплексная интерпретация, позволили соотнести СФК с конкретными литостратиграфическими единицами, построить сейсмогеологические разрезы, структурные и тектонические карты.

Таким образом, в строении дююрской части разреза в Предъенисейском районе принимают участие следующие комплексы. В основании разреза предполагается наличие добайкальского фундамента, имеющего блоковое строение. Для вышележащих верхнедокембрийско-нижнепалеозойских отложений характерны субгоризонтальное залегание, минимальный градиент мощностей; в региональном масштабе - единый структурный план. Обнаружен ряд узких и протяженных валообразных поднятий северо-западного простирания, сформированных над ослабленными межблоковыми зонами деструкции фундамента. В ядрах этих складок наблюдаются "раздувы" соляных пластов (иногда в 3-4 раза). В восточных, прилегающих к Енисейскому краю районах блоки фундамента ступенчато воздымаются, рифейские и кембрийские толщи выходят непосредственно в подошву мезозойского чехла. В основании нижнекембрийской толщи здесь выделяются соленосные отложения - аналоги усольской свиты СП. К западу роль солей в разрезе постепенно ослабевает до их полного исчезновения. Анализ распространения соленасыщенного нижнекембрийского разреза и его фациальных переходов позволяет наметить западную границу Предъенисейского солеродного бассейна; она прослеживается в пределах восточного склона Елогуй-Сымской приподнятой зоны субмеридионального направления (вала), состоящей из серии поднятий и разделяющих их депрессий. На поднятиях предполагается появление органогенных построек (биогермных массивов), обособляющих бассейн от морских вод с нормальной соленосностью и обеспечивающих накопление эвапоритов. Надсолевые карбонатные (нижний кембрий) и преимущественно терригенные (средний-верхний кембрий) отложения согласно залегают на подстилающих и полностью повторяют их структурный план.

Дююрский разрез завершает вскрытый в Томской области и прослеженный по сейсмическим данным на всю территорию верхнедевонский комплекс, с разрывом перекрывающий нижележащие толщи.

Анализ формационных рядов, их распространения и взаимоотношений, особенностей соседних тектонических зон позволил предложить возможный сценарий геодинамического развития территории.

Предъенисейская зона является древним микроконтинентом, который в позднем рифе (около 850 млн. лет) сблизился с Сибирским кратоном. Начиная с байкальского времени, а наиболее выражено с венда, на всей территории кратона формировался единый терригенно-карбонатно-эвапоритовый плитный комплекс. На западе активная окраина Сибирского континента фиксируется образованиями задугового бассейна в скв. Вездеходная-4.

На рубеже палеозоя-триаса (герцинский диастрофизм) Енисейский край воздымается по субвертикальным зонам разломов в условиях сжатия и размывается. Почти вся территория Предъенисейского района в это время была также выведена из области осадконакопления.

В течение мезозоя и кайнозоя центральные и восточные районы Енисейского кряжа и прилегающие части СП продолжали развиваться в режиме воздымания, а территория Предьенейсейской зоны, включая окраины Енисейского кряжа, погружалась.

Геохимические исследования нафтидов из вскрытых отложений и пластовых вод, проведенные в ИГНГ СО РАН [3], подтверждают, что в палеозойских отложениях левобережья Енисея происходили процессы миграции и аккумуляции углеводородов, в первую очередь нефти. Наряду с явными свидетельствами генетической связи нафтидов скважины Лемок-1 с морскими высокоуглеродистыми толщами, особенности химического состава указывают на позднедокембрийский возраст нефтепроизводящих отложений, а значит и самих нафтидов. По данным А.Н.Фомина, катагенез ОВ в этих отложениях не выходил за рамки градаций МК₃²-АК. Кроме того, детальное изучение битуменов в пластовых водах (аквабитумоидов) подтверждает сделанные выводы.

Петрофизические исследования выявили в доюрском разрезе ряд горизонтов с повышенной пористостью (до 15%), флюидоупорами для которых могут служить плохо проницаемые сульфатсодержащие и сульфатно-карбонатные породы - аналоги эвенкийской (верхоленской) и бельской свит. Все перечисленные породы формировались в мелководном, достаточно обширном морском бассейне. Литологическая и фациальная выдержанность разреза на значительных территориях подтверждается и сейсмическими исследованиями. Есть все основания считать, что резервуары имеют широкое распространение.

В домезозойском разрезе региона можно прогнозировать ловушки различного типа: солянокупольные структуры, антиклинали платформенного типа, биогермные массивы, поверхности несогласий, зоны крупных дизъюнктивных дислокаций и др.

Геохимия ОВ, сейсмические данные, особенности тектонического развития региона свидетельствуют о широком развитии здесь платформенных рифейских отложений, обладавших значительным нефтегенерационным потенциалом, аналогичных таковым на Енисейском кряже и в прилегающих районах СП. Общая мощность вышележащих толщ, к середине палеозоя не превышавшая 4-5 км, а также невысокий температурный градиент, связанный с наличием консолидированного древнего фундамента (около 2°С/100м) означают, что нефтематеринские толщи могли оказаться в главной зоне нефтеобразования (ГЗН) уже к девону. Региональные флюидоупоры связаны с эвапоритовыми формациями и контролируются границами нижнекембрийского Предьенейсейского солеродного бассейна. Развитие вдоль западного борта этого бассейна рифогенных фаций, а также благоприятные условия захоронения ОВ внутри бассейна с водами повышенной солености и восстановительной средой в придонных областях, позволяет рассматривать в качестве нефтепроизводящих и нижнекембрийские осадки (главным образом усольские). Позднекаледонские складчатые процессы в Алтае-Саянской способствовали миграции значительной части образовавшихся УВ. Общее воздымание территории в верхнем палеозое вывело нефтематеринские комплексы из ГЗН, а с юрского времени, при общем погружении (от 1 км на востоке до 3 км на западе) они снова попали в ГЗН, что вызвало очередной пик образования УВ и миграционных процессов.

Общий объем осадков бассейна более 2,2 млн. км³; от подошвы юры до отметок -7 км - около 1 млн. км³. Оценка геологических ресурсов по категории D₂, полученная объемно-статистическим методом, составляет свыше 10 млрд. т УУВ.

Литература

1. Конторович А.Э., Каштанов В.А. Сараев С.В. и др. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездоходной площади, Томская область) // Геол. и геоф. - 1999. - т.40. № 7. - С.1022-1031.
2. Елкин Е.А., Каштанов В.А., Конторович А.Э. и др. Схема стратиграфии кембрийских

отложений Приенисейской части Западной Сибири) // Геол. и геоф., 2001, т. 42, № 7, С.1015-1027.

3. Конторович А.Э., Ефимов А.С., Кригин В.А. и др. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности кембрия и верхнего протерозоя западной окраины Сибирской платформы (левобережье Енисея) // Геол. и геоф.- 2000а.-т.41. №12.- С.1615-1636.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЛЕНО-ТУНГУССКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

А.Э.Конторович, С.Ю.Беляев, А.А.Конторович, В.О.Красавчиков,
М.М.Мандельбаум**, А.Ф.Сафронов***, А.В.Хоменко, С.А.Моисеев, В.С.Ситников****,
В.А.Топешко*

Новосибирск, Институт геологии нефти и газа СО РАН, belyaev@uiggm.nsc.ru

*Красноярск, ЗАО «Красноярскгеофизика»

** Иркутск, ФГУП «Иркутскгеофизика»

*** Якутск, Институт проблем нефти и газа СО РАН

**** Якутск, Госкомитет по геологии и недропользованию Республики Саха (Якутия)

В осадочном чехле Лено-Тунгусской провинции выделяются несколько структурных ярусов, из которых наибольшую площадь распространения и стратиграфическую полноту имеет венд-силурийский, к которому приурочены почти все открытые на сегодняшний день месторождения углеводородов. Его строение хорошо изучено сейсмическими методами и глубоким бурением. Многочисленные тектонические карты осадочного чехла этой территории с конца 60-ых до середины 90-ых годов строились именно для этого структурного яруса.

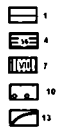
В настоящее время в Институте геологии нефти и газа СО РАН построена тектоническая карта Лено-Тунгусской провинции. В основу ее легла электронная версия структурной карты по кровле венд-кембрийских отложений (тэтэрская свита и ее аналоги) в масштабе 1:1000000, основанная на новейших геолого-геофизических данных и построенная в целом впервые для рассматриваемой территории. Достоверность построений по кровле тэтэрской свиты обусловлена тем, что венд-кембрий и верхний венд представлены однородной толщей карбонатных пород, которые перекрыты мощным пластом соли. Такое сочетание дало хорошо выраженный на сейсмических профилях отражающий горизонт, выделенный как горизонт «Б». В связи с тем, что стратиграфическая граница венда и кембрия расположена в верхней части тэтэрской свиты, для удобства практических построений горизонт Б условно принят за подошву кембрия.

При построении карты использовались материалы ЗАО «Красноярскгеофизика», ФГУП «Иркутскгеофизика» и Института проблем нефти и газа СО РАН. В основу построений легло расчленение и корреляция более 1500 глубоких скважин, которые были увязаны с сейсмическими данными, выполненными не только в последние годы, но и материалами предыдущих лет, переобработанным по новейшим графам обработки.

Вместе с тем, исследования, проведенные разными организациями в различных условиях, требовали приведения их в единую систему. Сведение разнородных и разномасштабных построений в единый геологический документ осуществлено с помощью новейших методик и программ, разработанных в ИГНГ СО РАН. С их помощью была выполнена корреляция структурных карт, построенных по разным структурно-фациальным зонам, в том числе и для территорий со сложной дизъюнктивной тектоникой.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
ВЕНД-СИЛУРИЙСКОГО
СТРУКТУРНОГО ЯРУСА
ЛЕНО-ТУНГУСКОЙ НЕТЕГАЗОНОСНОЙ
ПРОВИНЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
(СОСТАВЛЕНА НА ОСНОВЕ СТРАЖАЮЩЕЙ КАРТЫ
ПО КРОВЛЕ ТЭТРСКОЙ СВИТЫ, ОТРАЖАЮЩЕЙ
ГОРИЗОНТ Б)**

Редактор А. Э. Которович
Зам. редактора: С. Ю. Беллев, А. А. Которович,
М. М. Мандельбаум, А. Ф. Сафронов, А. В. Хоменко



Структуры 14 - полостепильные:
1 - надордовские, 2 - I порядка,
3 - II порядка, 4 - III порядка, 5-8 -
отрицательные, 9 - надордовско-
вые, 6 - I порядка, 7 - II порядка,
8 - III порядка, 9 - террасы, 10 -
волнообразные, 11 - седловина,
12-15 - граничные структуры: 12 -
надордовские, 13 - I порядка,
14 - II порядка, 15 - III порядка,
16 - разломы.

70 км

Структуры II порядка

- I - Алаунский свод
- II - Зайтасово-Рыбинский свод
- III - Доломская впадина
- IV - Нижнекулунский выступ
- V - Нижнекулунская впадина
- VI - Бельчанский свод
- VII - Дельтуинская впадина
- VIII - Енисейский выступ
- IX - Туринская впадина
- X - Батинский свод
- XI - Северо-Байкальская моноцинали
- XII - Юрловская впадина
- XIII - Тас-Орхуский выступ
- XIV - Вилюйская седловина
- XV - Лимитенская группа поднятий
- XVI - Суома-Лебюжиская впадина
- XVII - Юпо-Чумская впадина
- XVIII - Ванчарская впадина
- XIX - Верхнеочинский выступ
- XX - Лейдунский выступ
- XXI - Соинско-Джириндугоинский выступ
- XXII - Даниловский выступ
- XXIII - Алаунский выступ
- XXIV - Кобанский свод
- XXV - Фуринская впадина
- XXVI - Усть-Кутский вал
- XXVII - Байский выступ
- XXVIII - Ковытский выступ

Структуры III порядка

- 1 - Заремляско-Июская депрессия
- 2 - Ландское валовообразное поднятие
- 3 - Арбинское куполовидное поднятие
- 4 - Аруктинская котловина

- 5 - Верхнекулунбильская депрессия
- 6 - Чириндское куполовидное поднятие
- 7 - Пелитинская (Шучья) депрессия
- 8 - Варнегатское куполовидное поднятие
- 9 - Котласское куполовидное поднятие
- 10 - Мыдунское куполовидное поднятие
- 11 - Дьявольская депрессия
- 12 - Западнотюркменская депрессия
- 13 - Сунриндское куполовидное поднятие
- 14 - Силатинская депрессия
- 15 - Восточно-Кочуринская депрессия
- 16 - Ямбуйское куполовидное поднятие
- 17 - Виняинская котловина
- 18 - Мыдунское куполовидное поднятие
- 19 - Зрубанское куполовидное поднятие
- 20 - Мунажинское куполовидное поднятие
- 21 - Ирулунское куполовидное поднятие

- 22 - Юлабинская депрессия
- 23 - Шенское куполовидное поднятие
- 24 - Хуриндская депрессия
- 25 - Прираломая-1 депрессия
- 26 - Коронская котловина
- 27 - Ваунаинское куполовидное поднятие
- 28 - Кутдзетская котловина
- 29 - Тунгское куполовидное поднятие
- 30 - Дусканская депрессия
- 31 - Мирнинско-Найбское валовообразное поднятие

- 32 - Варнечанская депрессия
- 33 - Митасово валовообразное поднятие
- 34 - Верхневилюйское куполовидное поднятие
- 35 - Верхнекулунское валовообразное поднятие
- 36 - Сугобактинская депрессия
- 37 - Среднеботуобинское куполовидное поднятие
- 38 - Северо-Гандинское куполовидное поднятие
- 39 - Пульвановская котловина
- 40 - Верхнеерловская впадина
- 41 - Ютэтинское куполовидное поднятие
- 42 - Хотого-Мурбайское валовообразное поднятие
- 43 - Лиственничная седловина
- 44 - Енисейская (Дульгунская) депрессия
- 45 - Аруктинская впадина
- 46 - Северо-Тымпучинская котловина
- 47 - Мургайское куполовидное поднятие
- 48 - Олчанинское куполовидное поднятие
- 49 - Суенинская депрессия
- 50 - Собинское валовообразное поднятие
- 51 - Западнотуркменское валовообразное поднятие
- 52 - Чадобочное куполовидное поднятие
- 53 - Илюбобское валовообразное поднятие
- 54 - Чудобская депрессия
- 55 - Яринская депрессия
- 56 - Кобинское куполовидное поднятие
- 57 - Андунская депрессия
- 58 - Шинская депрессия
- 59 - Среднечумская депрессия
- 60 - Терчское куполовидное поднятие
- 61 - Илинская депрессия
- 62 - Звездное куполовидное поднятие
- 63 - Северо-Восточное валовообразное поднятие
- 64 - Исольская депрессия
- 65 - Понская депрессия
- 66 - Маньская котловина
- 67 - Кулское валовообразное поднятие
- 68 - Кытская депрессия

Построенная по такой методике структурная карта послужила опорной поверхностью для создания тектонической карты венд-силурийского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции (рис.1).

Тэтэрская свита согласно залегает как с подстилающими вендскими, так и с перекрывающими нижнекембрийскими отложениями. Локальные несогласия между нижним и верхним вендом, нижним и средним кембрием, внутри ордовикских отложений и между ордовиком и силуром, в отдельных случаях сопровождаемые слабо выраженными дислокациями, практически не влияют на структурный план кровли венда. Поэтому структурный план по кровле тэтэрской свиты наиболее объективно отражает тектонику основного нефтегазоносного комплекса Лено-Тунгусской провинции.

В основу классификации тектонических элементов, принятой при построении тектонической карты, положены принципы и классификация, разработанные в ИГНГ СО РАН для осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. Основными классификационными критериями являются знак, форма, замкнутость, размерность и соподчиненность структур.

При тектоническом районировании территории осадочного бассейна соблюдались следующие принципы:

- на выбранной опорной поверхности обособляются все замкнутые, затем полузамкнутые и, наконец, незамкнутые структуры, и осуществляется их дифференциация по признакам знака и формы. Полузамкнутые и незамкнутые тектонические элементы выделялись только в том случае, когда в их пределах невозможно было выделить замкнутой структуры того же порядка;

- выделение структурных элементов производилось от крупных к более мелким. При этом любой тектонический элемент может быть осложнен меньшими по размерам структурами любой формы, знака и замкнутости, но контуры этих структур не должны быть полностью подобными контурам более крупных тектонических элементов.

Классификация, разработанная при тектоническом районировании Западно-Сибирской геосинеклизы, при применении ее к древней Сибирской платформе, претерпела некоторые изменения. Она отличается меньшим количеством порядков структур, несколько иными размерами (площадями) структур разного порядка, различиями в названиях некоторых классов структур. Такие отличия обусловлены как результатами статистического анализа, так и тем, что авторы стремились максимально использовать первоначальные (в известной степени традиционные) названия структур.

На территории Лено-Тунгусской провинции в венд-силурийском структурном ярусе выделено девять надпорядковых структурных элементов: пять положительных (Непско-Ботуобинская, Хантайско-Рыбнинско-Рассохинская и Байкитская гемиянтеклизы, Анабарская и Бахтинско-Сурингдаконская антеклизы), три отрицательных (Курейская и Присяяно-Енисейская синеклизы и Предпатовский региональный прогиб) и одна промежуточная – Ангаро-Ленская ступень (моноклиза). Надпорядковые структуры отделяются друг от друга промежуточными структурными элементами – мегаседловинами, мегамоноклиналями, мегатеррасами, структурными мегазаливами.

Каждая из крупных структур, в свою очередь, осложнена структурами второго и третьего порядков и локальными структурами.

Предлагаемая тектоническая карта может и должна быть использована для уточнения и детализации нефтегазогеологического районирования и оценки ресурсов углеводородов Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ В ПЕРЕЛОМНЫЕ МОМЕНТЫ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ИСТОРИИ

Копаявич Л.Ф., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Яковишина Е.В.
Москва, Геологический факультет МГУ, lkopaev@geol.msu.ru, yakov@sbmg.geol.msu.ru

Позднемеловая палеогеография на Восточно-Европейской платформе и окружающих ее структур Скифской и Туранской молодых платформ изучается давно, но многие вопросы остаются нерешенными. Выбраны наиболее интересные, перестроечные моменты – поздний сеноман, ранний кампан и поздний маастрихт.

Стратиграфия. Применяемая нами биостратиграфическая схема основана на распространении в разрезах остатков иноцерамов и белемнитов для сеномана, белемнитов для кампана и маастрихта. Остатки аммонитов из-за их ограниченного распространения мало дают для региональных стратиграфических построений. Весьма важной для стратиграфии этого обширного региона группой являются фораминиферы. Стандартная планктонная шкала (Robaszynski, Caron, 1995) может быть применена только при расчленении верхнемеловых отложений Скифской платформы. На Восточно-Европейской платформе и в Прикаспийско-Мангышлакском регионах применяется дробная зонация по бентосным фораминиферам (Beliamovskii, Kopaevich, 1998).

Верхний сеноман Восточно-Европейской платформы и Мангышлака представлен терригенными осадками с многочисленными перерывами, часто маркируемых фосфоритами. В большинстве разрезов верхнесеноманские отложения уничтожены эрозией и их следы сохранились лишь в виде фосфоритов в основании турана. Верхнесеноманские отложения представлены песчанистыми мергелями в Днепровско-Донецком прогибе и на Украинском щите. На Западной Украине и в Молдавии в течение позднего сеномана отлагались карбонатные осадки с прослоями терригенного материала. В пределах Скифской платформы верхний сеноман представлен ритмичным переслаиванием известняков и мергелей. В наиболее полных разрезах на границе сеномана и турана присутствуют пласты темно-окрашенного мергеля, обогащенного органическим веществом, которые интерпретируются как проявление позднесеноманского бескислородного события.

Нижний кампан широко распространен на описываемой территории и отвечает трансгрессивной серии почти повсеместно карбонатных осадков. На Восточно-Европейской платформе и Мангышлаке нижнекампанские отложения представлены мергелями и пясч. мелом. Лишь в междуречье Дона и Волги прослеживается широкий пояс кремнисто-терригенных осадков с большим количеством диатомей и радиолярий. В Крымско-Кавказском регионе нижний кампан сложен ритмичным чередованием мергелей и мелоподобных известняков.

Верхний маастрихт Восточно-Европейской платформы фациально разнообразен, его формирование совпадает с регрессией и во многих разрезах этот интервал был уничтожен процессами последующей эрозии. Осадки верхнего маастрихта сохранились в Днепровско-Донецком прогибе, в Поволжье и Прикаспийской впадине. От центра Прикаспийской впадины на запад и север наблюдается переход от мелоподобных пород к терригенно-карбонатным и терригенным. Аналогичные отложения Мангышлака представляют собой белый пясч. мел с мергелями и многочисленными горизонтами "твердого дна". Верхнемаастрихские отложения Крымско-Кавказского региона представлены чередованием глинистых известняков, мергелей и мелоподобных

мергелей. В Дагестане в верхнемаастрихтских толщах отмечаются оползневые глыбы коньякских и сантонских известняков.

Палеогеографические реконструкции. Для указанных интервалов составлены палеогеографические карты 1:500000 масштаба. Карты были составлены на основании 125 точек для позднего сеномана, 180 – для раннего кампана и 200 – для позднего маастрихта. В течении сеномана южная часть Русской платформы была покрыта мелководным бассейном с терригенным типом седиментации.. Северная часть покрыта мелководного бассейна, с широким шельфом в несколько сот км протяженностью характеризовалась кремнисто-терригенными осадками. По мере продвижения на запад и на юг тип седиментации становится терригенно-карбонатным, а затем полностью замещается карбонатным в пределах Крымско-Кавказского региона. В Горном Крыму в течение позднего сеномана существовал относительно глубоководный морской бассейн (500-700 м). Такая же палеогеографическая обстановка существовала в Северо-Кавказском регионе, но с более глубоководными обстановками в западной части Большого Кавказа (отложения турбидитов). На территории Мангышлака в позднем сеномане существовал мелководно-морской бассейн с терригенным типом седиментации, аналогичный существовавшему на территории Восточно-Европейской платформы.

Ранний кампан был временем широкой трансгрессии на Восточно-Европейской платформе и ее обрамлении. В междуречье современных Дона и Волги прослеживается пояс терригенных отложений, который указывает на существование авандельты. Ее влияние прослеживается вплоть до Ставрополя в виде широкого пояса кремнисто-терригенных осадков, которые формировались в результате активного “цветения” диатомовых водорослей. Состав макрофоссилий и фораминифер указывает на связь бассейна на Восточно-Европейской платформе и в Западной Сибири, которая осуществлялась через узкие проливы, пересекающие Уральские горы на широте гг. Орска и Оренбурга. Другой пролив связывал бассейны Тетис и Западно-Сибирский через Тургайский пролив. На территории Крымско-Кавказского региона существовал относительно глубоководный бассейн с карбонатным типом седиментации. Относительно глубоководный бассейн с карбонатным типом седиментации существовал и на юге Туранской платформы, где накапливались планктогенные карбонатные мергели и известняки.

Поздний маастрихт представлял собой регрессивную фазу на большей части изучаемой территории. Днепровскоо-Донецкая впадина на западе соединялась с Польским бассейном. Авандельта в районе междуречья Дона и Волги существовала, но в значительно меньших размерах. Украинский щит и Донецкий бассейн представляли собой сушу, сформировавшуюся под влиянием регрессии, а также положительных тектонических движений. Большое разнообразие мелководной позднемаастрихтской фауны Крыма подтверждает присутствие супермелководного литорального бассейна, с относительно теплыми водами, который был тесно связан с океаном Тетис. Одновременно в Восточном Крыму существовал глубоководный бассейн с флишидным типом седиментации. Глубокий трог Большого Кавказа интенсивно заполнялся карбонатными осадками. На территории Скифской и Туранской платформ в это время был относительно мелководный морской бассейн с карбонатным типом седиментации. Общая широкая позднемаастрихтская регрессия была осложнена кратковременным терминальным трансгрессивным импульсом, прослеживающимся практически через всю описываемую территорию (Alekseev, Kopaevich, 1997; Alekseev et al., 1999; Kopaevich, Beniamovskii, 1999).

Грант РФФИ № 02-05-64576

Литература

1. Alekseev A.S., Kopaevich L.F. 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian–Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections). Bulletin Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre, 67. P. 103-118.
2. Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N. & Olferiev A.G. 1999. Maastrichtian and Lower Palaeocene of Northern Saratov region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nanoplankton. Bulletin Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sci. de la Terre, 69-Suppl. A, 15-46.
3. Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F. 1998. Benthic foraminiferal zonation in the Late Santonian–Maastrichtian of the European palaeobiogeographical area (EPA). Zentrblatt für Geologie und Paläontologie, I (11/12). P. 1149-1169. Stuttgart.
4. Kopaevich L.F., Beniamovskii V.N. 1999. Foraminiferal distribution across the Maastrichtian/Danian boundary of Mangyshlak peninsula (West Kazakhstan). Bulletin Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre, 69-Suppl. A. P. 129-146.
5. Robaszynski F., Caron, M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. - Bull. Soc. geol. France. 166/ 6. P. 681-692. Paris.

СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ЯКУТИИ

И.Г.Коробков, А.А.Кондратьев

Мирный, АК «АЛРОСА», Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ, kondratev@alrosa.cnigri-mir.ru

Структурно-тектонические и структурно-морфологические факторы контроля кимберлитового магматизма, используемые при алмазопоисковых работах, отражают совокупность кимберлитовмещающих структур, благоприятных на проявление эксплозивного магматизма трубчатого типа. Важным моментом локального прогнозирования с использованием структурно-тектонических факторов является и понимание сущности геологического выражения кимберлитоконтролирующих разломов – относятся ли к ним зоны повышенной трещиноватости, конкретные разрывные нарушения или другие структурные элементы. Частичное разрешение этих вопросов было получено при проведении исследований в пределах Мирнинского (включая ее фланги), Куойкского, Мерчимденского, Накынского, Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей. Данные исследования были направлены на выделение и изучение конкретных структур околотрубчатого пространства и установление возможности их использования в качестве локальных и узколокальных структурно-тектонических факторов прогнозирования [1,2].

В результате этих работ было установлено, что в пределах территорий всех изученных кимберлитовых полей широким распространением пользуются грабенообразные линейные депрессии, выделяемые нами в ранге структурных желобов. В анализируемых структурных и эрозивно-структурных (рельеф цоколя) поверхностях, они имеют довольно сложный рисунок, часто с резкими разноплановыми (азимутальными) переходами и разветвлениями различной протяженности и амплитуды. Данные структуры унаследовано находят свое отображение на разных этапах осадочного чехла. Протяженность в пределах кимберлитовых полей наиболее крупных структурных желобов составляет первые десятки километров, при ширине от 1,5-2,0 до 3-4 км.

По данным бурения на площадях Накынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей было установлено, что в верховьях линейных эрозивно-структурных депрессий вблизи многих известных кимберлитовых трубок картируются весьма контрастные субизометричные воронкообразные формы рельефа. Размеры их

соизмеримы с трубочными и составляют от 100x200 до 300x500 м. Удаленность от трубок не превышает первых сотен метров, изредка достигая 1,0-1,2 км. Высота контрастность этих отрицательных форм рельефа подчеркивается их глубиной, которая измеряется перепадом абсолютных отметок от 20-25 до 35-40 м. Формирование подобных морфоструктур, учитывая их приуроченность к верхушкам палеодолин и ложбинообразных депрессий, не может быть объяснено влиянием лишь одних экзогенных эрозионно-денудационных факторов, роль которых в данных палеоландшафтных ситуациях была весьма ограниченной. Учитывая тесную пространственную связь этих морфоструктур с известными кимберлитовыми телами, рассмотрим возможный эндогенный механизм их образования. На наш взгляд формирование подобных воронкообразных структур предопределено развитием различных форм проявления кимберлитобразующих процессов. Общеизвестно, что любой магматической деятельности присущи различные формы выражения – эффузивная, эксплозивная, интрузивная, экструзивная, гидротермальная и т.д. Преобладающее развитие и порядок проявления тех или иных форм на разных стадиях магматического процесса зависит как от параметров самого расплава, так и от особенностей строения вмещающих (прорываемых) образований. Для кимберлитового магматизма специфика этих форм отражается во взаимосвязанных интрузивных и эксплозивных проявлениях трубочного типа [3]. Само формирование трубок взрыва не являлось одноактным процессом, а носило более сложный импульсивный характер, о чем лишний раз свидетельствует широкая распространенность в пределах кимберлитовых полей парных диатрем и их сближенных групп (кустов). Очевидно, что масштаб кимберлитопоявлений (размеры и количество трубочных тел в кустах) напрямую зависели от объема поднимающегося расплава и степени его насыщенности газовой составляющей. Последняя, обладая избыточным давлением, является его основной движущей силой и главным агентом, непосредственно производящим взрывные каналы во вмещающих образованиях. При достаточном объеме кимберлитового расплава происходит полное заполнение прорванных каналов. Однако же в случаях его определенного дефицита при подобном механизме формирования трубок взрыва, несомненно, должны возникать условия, когда полезное заполнение образованных полостей происходит лишь в единичных случаях, либо частично или не происходит вовсе. Примерами, иллюстрирующими подобные ситуации, являются трубка Одиновская, перекрытая карбонатной брекчией мощностью до 130 м (Алакит-Мархинское поле), «слепые» тела, выявленные при разведке и эксплуатации трубок Мир (Мирнинское поле), Удачная (Далдыньское поле). В определенной мере к ним могут быть отнесены эксплозивные образования Накынского поля, предположительно связанные с эксплозиями ультраосновного состава, трубка Ан. 6/68 (Лалчанская площадь, Мало-Ботубинский район). Таким образом, в описанных ситуациях незаполненные, или частично заполненные взрывные каналы явились лишь своеобразными предохранительными клапанами, сработавшими для разгрузки резко возрастающего давления поднимающейся газофлюидной составляющей магматического расплава. Естественно, что подобные «сухие» эксплозии трубочного типа приводят к образованию во вмещающих отложениях локальных субизометричных участков интенсивной раздробленности, трещиноватости и брекчирования пород с последующими наложениями в их пределах просадочных явлений и возможным развитием карстовых процессов. Соответственно этому, данные участки должны находить свое отображение в рельефе карбонатного основания в виде отдельных (или сближенных) отрицательных морфоструктур, размеры и контрастность которых будут находиться в прямой зависимости от масштаба произведенных газовых эксплозий и

интенсивности более поздних нивелирующих экзогенных рельефообразующих процессов, а также от глубины общего эрозионного среза территорий.

В отличие от рассмотренных выше структурных элементов, выраженных в линейных и изометричных отрицательных формах анализируемых поверхностей, следующая группа структур кимберлитовых полей имеет положительный знак. Самыми мелкими элементами (микроструктурами) здесь являются антиклинальные и гребневидные складки. Размеры этих структур в отдельности не велики и составляют от 3-5 до 10-50 м по ширине и от 20-50 до 100-300 м по длинной оси. Однако, группируясь в отдельные серии, они нередко образуют протяженные зоны длиной 3-4 км при ширине до 0,3-0,5 км, становясь в этой совокупности уже соразмерными с вышеописанными структурами отрицательного плана. Пространственно, а на наш взгляд и генетически, данные складчатые формы тяготеют к бортам структурных желобов и участкам их пересечения (раздвоения), где они образуются в условиях сжатия, возникающего при сопротивлении полужесткого карбонатного основания с одной стороны и раздвиговых усилий, формирующих структурные желоба, с другой. Как показали наши исследования в Мало-Ботуобинском районе, подобные складчатые формы не являются единственным выражением сжатия. Так, в прибортовых частях структурных желобов, отожествляемых с Сылагинским и Буордахским разломами, закартированы надвиговые зоны и горстообразные структуры.

Проведенные морфоструктурные построения в пределах Алакит-Мархинского поля показывают широкое развитие здесь положительных грядобразных вытянутых форм рельефа. По отношению к выделяемым структурным желобам они являются их разделяющими элементами и также имеют сложный плановый рисунок за счет наложения более мелких отрицательных форм. Протяженность их составляет от 1-3 до 5-7 км, при ширине от 100-300 м до 2-3 км.

Подводя итог изложению основных структурно-тектонических и структурно-морфологических факторов контроля, рассмотрим местоположение известных кимберлитовых тел по их отношению к охарактеризованным структурным элементам кимберлитовмещающей толщи. Как показали выполненные построения, практически все кимберлитовые тела Алакит-Мархинского поля легли в «верховья» (участки торцевого выклинивания) структурных желобов и боковых ответвлений. Для этих же участков характерно и более частое появление гребневидных (антиклинальных) складок. Подобная сопряженность этих структурных элементов в околотрубочных пространствах не является исключением лишь для Алакит-Мархинского поля. Так, в частности, в пределах Мирнинского кимберлитового поля, где также почти все кимберлитовые и базитовые трубки расположены на выклинивании структурных желобов и их боковых ответвлений, вблизи трубок Мир, Интернациональная фиксируются антиклинальные складки субмеридианального простирания. Расположенная в западной части Мало-Ботуобинского района, группа среднепалеозойских базитовых тел Маар-Сиене также находится в зоне сочленения выклинивающегося структурного желоба и серии гребневидных складок (Туфовый разлом 1]. Полностью аналогичная структурная ситуация по нашим полевым наблюдениям фиксируется и в районе трубки Моркока (Моркокинское поле). Пликативные дислокации подобного характера отмечены и в ближайшем околотрубочном пространстве трубки Удачная [4]. Мелкие антиклинальные складки зафиксированы нами в пределах Мерчимденского и Куойкского кимберлитовых полей, отдельные из них закартированы в ближайших околотрубочных пространствах на удалении 70-350 м от трубок Русловая, Обнаженная, 30/77. И это далеко не заверченный список подобных примеров. Приуроченность трубочных тел к зонам сжатия, овеществленным в гребневидных и антиклинальных структурных элементах,

на наш взгляд объясняется тем, что данные зоны, являясь своеобразными ловушками для поднимающейся газофлюидной составляющей кимберлитового (базитового) расплава, позволяют ей накопиться до критического объема с производством последующей эксплозии. Теоретическая проработка и оценка роли структурных желобов как магмопроводящих структур для эксплозивного магматизма трубчатого типа показывает, что они занимают самое крайнее положение в иерархическом ряду рифтогенных структур, входящих в зоны динамического влияния древних авлакогенов – Патомско-Вилуйского (Мирнинского и Накынского поля), Билירו-Уджинского (Мерчемденское, Куойкское) и Катанго-Котуйского (Алаakit-Мархинское, Далдынское).

Таким образом, учитывая широкую проявленность охарактеризованных структурно-тектонических и структурно-морфологических факторов в пределах кимберлитовых полей, они должны учитываться при локальном прогнозировании как промежуточных объектов поисков в ранге узколокальных высокоперспективных участков, так и непосредственно коренных источников.

Литература

1. Коробков И.Г. Тектонические элементы модели локального прогноза кимберлитоперспективного участка // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Тез. докл. – Симферополь – Судак, 1999. – с. 189-192.
2. Коробков И.Г., Кондратьев А.А., Шахурдина Н. Структуры осадочного чехла Накынского кимберлитового поля. // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения: Тез. докл. – Мирный, 2003г. – 432 с.
3. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. М., Наука, 1984, 212 с.
4. Маршинцев В.К. Барашков Ю.П., Готовцев В.В. Петрология жильных образований кимберлитовой формации Якутии (на примере околотрубчатых жил). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989, 140 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

М.В.Коротаев

Москва, Геологический факультет МГУ

Баренцевоморский бассейн расположен к северу от Восточно-Европейской платформы и является одним из крупнейших шельфовых бассейнов в мире, обладающих большим нефтегазовым потенциалом. Кроме вопросов образования и развития бассейна, его тепловой истории и процессов генерации углеводородов, одной из важных проблем региона является анализ неотектонических движений, поскольку от них зависит сохранность уже образованных месторождений.

Предлагается механизм неотектонических поднятий и погружений за счет синкомпрессионного вдавливания неоднородной литосферы.

Центральная часть Баренцевоморского бассейна расположена на коре океанического типа, образованной в позднем девоне [5,1]. Мощности осадочного чехла до 18 км, он сложен породами девонского-поздне мелового возраста. породы преимущественно терригенного состава, образуют несколько клиноформных комплексов. Верхняя, средне-верхнемеловая часть разреза срезана эрозией на величину, по разным оценкам, от 1.5 до 5-7 км. Анализ неотектоники Баренцевоморского региона показывает, что Новая земля поднималась на величину до 1 км, а центральная часть бассейна погружалась на 500 м [3].

По сейсмическим и гравитационным данным, мощность земной коры в регионе варьирует от 40 км (Новая Земля, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа) до 20-25 км (Центральная часть баренцевоморской впадины), при этом в центральной части впадины по геофизическим данным верхняя кора отсутствует или сильно утонена.

В северо-западной части Новой земли известны проявления кайнозойского вулканизма (вулканические трубки с основными и ультраосновными породами).

Анализ неотектоники Баренцевоморского региона на основе мощности современных отложений и положения морских террас [3] показывает, что Новая земля и Балтийский щит поднимались на величину до 1 км , а центральная часть бассейна и грабены в окраинных частях погружалась на 500 м. Предполагаемое время движений - плиоцен -четвертичное.

В настоящее время Баренцевоморский регион находится в обстановке регионального сжатия за счет отодвигания Евразийской плиты от Северо-Американской в районе хребта Гаккеля.

Мы сделали предположение, о том, что причиной таких движений является синкоомпрессионное вдавливание неоднородной литосферы, усиленное нагрузкой орогена Новой Земли. Подобная модель была разработана для осадочных бассейнов на коре океанического типа и опробована с удовлетворительными результатами для Черноморского и Южно-Каспийского бассейнов. Вкратце, суть модели такова.

Многослойную структуру литосферы с реологически различными слоями можно свести к рассмотрению реологически однородной упругой пластины со сложной конфигурацией. Такая пластина характеризуется двумя параметрами - толщиной (ЭУТ, эффективная упругая толщина) и положением средней поверхности (равноудаленной от верхней и нижней поверхностей, ЭСП, [4]). Расчет такой пластины ведется с учетом экспериментальных данных по реологическим свойствам различных слоев литосферы, мощностей различных ее слоев, данных о тепловом потоке и возрасте океанической литосферы. математическая модель расчета приведена в работе [4]. Для реологически слабых, легко деформируемых регионов (орогены), ЭУТ будет небольшой, положение ЭСП - высокое, в то время как для жестких, трудно деформируемых участков (например древний кратон) - большой, а ЭСП - погружена. Соответственно, в резко неоднородном регионе толщина эффективной упругой пластины будет увеличена в центре и уменьшена по краям. а эффективная средняя поверхность будет образовывать синклинальный изгиб. Как легко предположить, литосфера, имеющая реологический "предизгиб" будет деформироваться намного легче, чем однородная. Это предположение подтверждается расчетами для различных вариантов моделей литосферы [2].

Баренцевоморский регион с мезозойским орогеном Новой Земли и девонской океанической корой в центральной части как раз и является таким случаем.

Построена карта реологии литосферы баренцевоморского региона (эффективная толщина литосферы и положение эффективной средней поверхности литосферы). Хорошо видно, что в центральной части ЭУТ увеличена, а ЭСП погружена. в то время как в области Новой Земли и центральнобаренцевского и адмиралтейского поднятий - приподнята, образуя, таким образом синклинальный изгиб с максимальным погружением по оси Восточнобаренцевского прогиба. Для численного моделирования были выбраны три профиля через Восточнобаренцевский прогиб, центральнобаренцевское поднятие и Адмиралтейское поднятие. По результатам моделирования получено, что в центральной части ЭУТ - 100 км, в краевых частях, ЭСП соответственно, на глубине 50 км. При приложении сжимающей силы 10^{12} н/м получены вертикальные движения вверх с амплитудой до 100-200 м в районе адмиралтейского поднятия, 100 м в районе центральнобаренцевского поднятия, и

отрицательные с амплитудой - в 400 м центральной части Восточнобаренцевской впадины. Вероятно, кайнозойский вулканизм на Новой земле также является следствием вертикальных движений при сжатии - в районе Новой Земли образуется антиклинальное поднятие, при этом возникает декомпрессия в литосфере и подъем магмы.

Таким образом, модель синкомпрессионного вдавливания может работать и для случая Баренцевоморского региона с океанической корой девонского возраста и мезозойскими оротенами.

Литература

1. Коротаев М.В., Никишин А.М., Шпилов Э.В., Клутиг С., Стефенсон Р. Геологическая история Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое- мезозое по данным компьютерного моделирования // Доклады Академии Наук, 1998, т.350, №5, 654-658.
2. Коротаев М.В. Моделирование деформаций осадочного бассейна с корой переходного типа – Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. Москва, GEOS, 2000, с. 239-242
3. Мусатов Е.Е. Неотектоника Западно-арктической континентальной окраины // СПб. ВНИИОкеангеология, 1995
4. Ershov A.V., 1999, Effective middle surface of lithosphere, Earth Planet. Sci. Let., 1999, 173, 129-141.
5. Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Stephenson, R.A., Cloethingh, S.A., Furne, A.V., Fokin, P.A., Ershov, A.V., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Alekseev, A.S., Gorbachev, V.I., Lankreijer, A., Bembinova, E.Yu. and Shalimov, I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution.// Tectonophysics, 1996., 268, p. 23-63.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО, ВОСТОЧНОГО И ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

С.Л.Костюченко

Москва, ФГУП ЦРГТИ ГЕОН им. В.В.Федынского МПР РФ, geon@dol.ru

Разновозрастные геодинамические преобразования в северо-восточном (Мезенская синеклиза и Тимано-Печорская провинция), восточном (Урал) и южном (Прикаспийская впадина и Скифская плита) обрамлении Восточно-Европейской платформы (кратона) восстанавливаются по результатам геологической интерпретации глубинных сейсмических (ГСЗ, ОГТ, КМПВ), гравиметрических и магнитометрических данных.

Мезенская перикратонная синеклиза и Тимано-Печорская провинция в рифе развивались в условиях окраинно-материковой субдукции, завершившейся коллизией. К элементам субдукционной обстановки относится Печорская островная дуга, задуговой Тиман-Ижма-Печорский бассейн и Мезенская система перикратонных континентальных рифтов. Островодужная формация идентифицирована по материалам глубоких скважин в области современного Печорского разлома [1]. Зона распространения вулканогенных пород сопровождается положительными линейными магнитными аномалиями и увеличенными значениями скорости сейсмических волн (до 6,4 км/с и более) в кровле фундамента. В Тиман-Ижма-Печорском задуговом бассейне мощность консолидированной коры не превышала 20 км (данные ГСЗ Центра ГЕОН им. В.В.Федынского, 2003 г). Скорости продольных сейсмических волн в ее кровле, равные 6.2-6.35 км/с, свойственны гранито-гнейсовому комплексу верхней части коры континентов и показывают, что бассейн сформировался на утоненной коре периферии Восточно-Европейской платформы. В рифе в бассейне накапливались мощные

преимущественно терригенные осадки континентального склона на юго-западе и открытого моря в северо-восточной части [2]. Мезенская система рифтов, протягивавшаяся субпараллельно краю континента, по данным ОГТ состояла из серии полуграбенов в кровле фундамента, выполненных рифейскими отложениями мощностью до 10 км [3]. Восточный борт полуграбенов контролировали разломы, имевшие падение в западном направлении. Они продолжались в среднюю и нижнюю кору, приобретая субгоризонтальное залегание. Формирование грабенов вызвано растягивающими напряжениями на краю платформы. Субдукционные режимы, доминировавшие в рифее, сменились коллизией в раннем венде при столкновении с краем Восточно-Европейского кратона Хорейверского микроконтинента [4]. Орогенез и сопровождавший его магматизм по результатам определений абсолютного возраста по циркону завершились в позднем венде [5]. Комплексы Печорской островной дуги частично были пододвинуты под кору Тиман-Ижма-Печорского задугового бассейна. Сжатие распространилось на рифейские толщи бассейна, вызвав их тектоническую переработку и формирование надвиговых структур, наблюдаемых в пределах современного Тиманского кряжа.

Результаты интерпретации материалов региональных геолого-геофизических исследований земной коры Урала, в том числе данных ГСЗ [6] и современного ОГТ [7,8], допускают существование различных моделей ее формирования в условиях геодинамического взаимодействия Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. К наиболее уверенным данным относятся: погружение края Восточно-Европейской платформы в восточном направлении под Урал; наличие «корней» гор, не имеющих строгого инверсионного соотношения с рельефом поверхности складчатого пояса; наклонное положение зоны Главного Уральского разлома с падением на восток в верхней части разреза коры и его выполаживание в средней и нижней коре, и падение глубинных контактов восточноуральских и зауральских элементов коры с востока на запад по направлению к «корням» гор. В основном, наибольшие дискуссии вызывает геологическая интерпретация названных контактов. Комплексный анализ материалов ГСЗ и ОГТ позволяет отождествлять их с элементами субдукции и сопровождавшей ее субдукционной эрозии среднепалеозойского возраста. По аналогии с моделью коллизии в ранне-позднекаменноугольное время между вулканической дугой и континентом на примере Центральных Варисцид [9] эти особенности могут быть также отождествлены с «петросрывами» в коре восточнее Магнитогорской дуги. Приведенные варианты интерпретации не противоречат модели последующего надвижения с востока на запад в среднем карбоне-перми до раннего триаса фрагментов коры Западно-Сибирской плиты на Восточно-Европейский кратон с амплитудой перемещения до 100-150 км [6].

Новые данные по глубинному строению Прикаспийской впадины полученные в Центре ГЕОН в результате обработки материалов ГСЗ на профиле г. Пугачев-г.Бейнау (автор А.В.Егоркин) показывают, что под Центрально-Прикаспийской депрессией глубина залегания поверхности Мохоровичича изменяется в пределах от 32 км до 42 км. В отличие от более ранних построений, в этой области фиксируются две зоны локального утонения консолидированной части коры до 12-14 км, разделенные фрагментом коры мощностью до 20-22 км. Построенная с учетом новых данных схема рельефа кровли мантии отражает разрывы и раздвиги земной коры, которые имеют северо-восточное простирание и, скорее всего, отвечают рассеянному спредингу, характерному для окраинных морей [10]. Элементы субдукционной обстановки на юго-западной окраине Прикаспийской впадины представлены пачкой погружающихся под впадину со стороны кряжа Карпинского отражений в верхней мантии и вулканической постройкой, реконструируемой в пределах Астраханского свода [11].

Результаты исследований на региональном профиле г. Морозовск-гора Эльбрус (работы Центра ГЕОН, 1999-2003 гг.), пересекающем южный склон Воронежской антеклизы, кряж Карпинского, Ставропольский свод, Индоло-Кубанский прогиб и горно-складчатое сооружение Большого Кавказа, и выполненное на его основе обобщение геолого-геофизических данных показывают, что формирование земной коры к югу от Восточно-Европейского кратона происходило в условиях доминирования обстановок окраинного бассейна с последующей коллизией островных дуг и континента.

Ранние стадии эволюции коррелируются с двухактным (в рифес-раннем кембрии?) и средним палеозоем) растяжением коры в Прикаспийском задуговом бассейне. Область накопления палеозойских отложений (палео-Скифский бассейн) ограничивалась с юга островодужным сооружением, фрагменты которого проявляются в структуре и скоростных параметрах разреза восточного Волгодонско-Элистинского участка современного кряжа Карпинского. Со стороны континента в бассейне раскрывался Донбасский рифт [12], формирование которого было связано с перемещением к югу Азовского блока континентальной коры.

В позднегерцинско-раннемезозойское время напряжения со стороны Кавказа вызвали деформацию отложений палео-Скифского бассейна, сдвиг Азовского выступа к северу с дислокацией толщ Донбасса, а также перемещение Ставропольского микроконтинента и оказавшейся перед ним части среднепалеозойской островной дуги более чем на 100 км к северу.

Литература

1. Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Известия АН. 1991. Сер. геол., No 12, с.106-117.
2. Olovyanishnikov V.G., Siedlecka A., and Roberts D., 1997. Aspects of the geology of the Timans, Russia, and linkages with Varanger Peninsula, NE Norway. NGU-BULL 433, 28-29.
3. Сапожников Р.Б., Ченборисова Р.З., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Андрущенко Ю.Н. Эффективность сейсморазведки МОГТ при изучении геологического строения Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 5, с. 32-35.
4. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Мат. междунар. совещ. "Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов". Опалиха, 12-15 мая 1993 г. М.: "Наука России" Гео-инвэкс. 1994, с. 121-133.
5. Gee, D., Belyakova, L., Pease, V., Larionov, A., and Dovzhikova, E., 2000. Vendian granites in the Neoproterozoic basement beneath the Pechora Basin: new Pb-Pb evaporation ages. Polarforschung, 68, 161-170.
6. Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования // Геотектоника. 1998. № 4, 3-18.
7. Brown D., Juhlin C., Tryggvason A., Steer D., Ayarza P., Beckholmen M., Rybalka A., and Bliznetsov M. The crustal architecture of the Southern and Middle Urals from the URSEIS, ESRU, and Alapaev reflection seismic Surveys. In: Mountain Building in the Uralides. D.Brown, Ch. Juhlin and V. Puchkov editors. Geophysical Monograph 132. Washington. 2002. P. 33- 48.
8. Berzin R.G., Oncken O., Knapp J.H., Perez-Estaun A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated Seismic Experiment // Science. 1996. Vol. 274, p.220-221.
9. Oncken O. Orogenic mass transfer and reflection seismic patterns – evidence from DECORP sections across the European Variscides (central Germany) // Tectonophysics. 1998. 286, pp. 47-61.
10. Богданов Н.А. О тектонической эволюции окраинных морей. Проблемы глобальной геодинамики. Материалы тектонического семинара ОГГТГН РАН, 1998-1999 гг. Под ред. акад. Д.В.Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 159-169.
11. Бродский А.Я., Григоров В.А., Ильин А.Ф., Круглов Ю.И. Некоторые особенности глубинного строения Астраханского свода. Газовая промышленность. Сер. Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. М. ООО «ИРЦ Газпром», 2000. С. 3-9.
12. Стова С.Н., Стифенсон Р.А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофизический журнал, 2000, т. 22. № 4. Киев, ИГ НАНУ. С. 37-61.

БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА ЕВРАЗИИ

М.К.Косько

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С.Грамбегра, kosko@vniio.nw.ru

Блоковая делимость Арктической континентальной окраины Евразии отражена в многочисленных публикациях. Зоны разломов описываются в контексте определения границ литосферных плит и террейнов, многочисленны публикации, посвященные рифтовым системам, традиционны дискуссии о продолжении рифтовой долины хр. Гаккеля в море Лаптевых и о морфокинематике разломной границы Лаптевского шельфа с Евразийским бассейном. Исследованиями современной геодинамики выявлены блоки, различающиеся амплитудами вертикальных движений, а также смещающиеся относительно друг друга по горизонтали на одном гипсометрическом уровне. Однако предметом специального рассмотрения на региональном уровне детальности блоковая делимость восточно-арктического шельфа становится лишь в последнее время.

Схема тектонических блоков построена по результатам интерпретации карт аномальных потенциальных полей и их производных, по структурным картам подошвы и опорных горизонтов осадочного чехла. Выполнено районирование потенциальных полей по уровню поля, степени дифференцированности, структуре и ориентировке аномалий. Определялись глубина залегания магнитоактивных объектов и гравитирующих поверхностей. Последние использовались для построений карт рельефа фундамента и горизонтов осадочного чехла при недостатке сейсморазведочных данных. Градиентные зоны потенциальных полей и рельефа фундамента, в ряде случаев достаточно широкие, служат границами тектонических блоков. Структурно-вещественные характеристики блоков и межблоковых зон экстраполируются с суши.

Блоковая делимость проявлена на различных горизонтах структуры в современном геодинамическом ансамбле и в ретроспективе. В настоящее время острова – Северная Земля, Новосибирские острова, о. Врангеля – представляют воздымающиеся блоки континентальной окраины. Акватории вместе с приморскими низменностями суть относительно опущенные блоки, отделенные разломами с одной стороны от орогена на континенте, с другой – от котловин и краевых плато Арктического бассейна разломами, контролирующими континентальный склон. В едином по устройству рельефа блоке моря Лаптевых выявлены сейсмоактивные зоны, по которым происходят современные горизонтальные подвижки малых блоков относительно друг друга.

В рельефе подошвы позднемезозойского-кайнозойского структурного этажа осадочного чехла четко проявлена горсто-грабеновая структура. Эта структура – результат рифтогенеза, предварявшего возникновение Арктического океанического бассейна. Отдельные позднемезозойские-кайнозойские рифты являются шельфовым продолжением разломных зон континентального склона. В ряде случаев рифтовые системы располагаются вдоль границ блоков фундамента, различающихся структурно-вещественными характеристиками, временем консолидации, содержанием и хронологией происходивших с ними превращений. В других случаях ориентировка позднемезозойских-кайнозойских грабенов совпадает с ориентировкой структурно-формационной зональной в подстилающих комплексах без четкой связи с границами блоков. Ориентировка грабенов в море Лаптевых, их расположение относительно

структур Евразийского бассейна, рельеф и структура по верхним горизонтам осадочного чехла однозначно указывает на формирование этого ранее консолидированного блока шельфа и сопряженной океанической структуры в едином поле напряжений. Именно в этом состоит их тектоническое единство, а не в возможности соединить рифтовую долину срединно-океанического хр. Гаккеля с каким-либо грабеном на шельфе.

Картографирование фундамента выполнено по совместному проекту Esso Exploration Inc./ВНИИОкеангеология. Характеристики фундамента продолжены под чехол из обнаженных районов согласно рисунку потенциальных полей либо проецируются по вертикали вниз, исходя из особенностей перекрывающего чехла.

Фундамент Арктической континентальной окраины Евразии представляет иерархический ансамбль тектонических блоков. Блоки образованы кристаллическими метаморфическими и изверженными комплексами и интенсивно деформированными и метаморфизованными стратифицированными толщами. Фундамент континентального типа сформировался в результате объединения геодинамически разнотипных элементарных блоков в относительно стабильные более крупные региональные тектонические блоки (большие блоки, или суперблоки). Суперблоки различаются временем первичной консолидации. Выделены неопротерозойские, байкальский, каледонский, элсмирский и позднемезозойский суперблоки. Элементарные жесткие блоки дорифейской консолидации вошли в состав суперблоков. Там, где фундамент погружен глубже 10 км, он представлен либо реликтовой океанической корой, либо утоненной, разрушенной в ходе наложенного рифтогенеза корой континентального типа. Разновозрастные суперблоки испытывали конструктивные и деструктивные преобразования. Крупномасштабные конструктивные процессы происходили в позднем палеозое, в раннем и позднем мезозое. Деструктивные обстановки широко проявились в девоне-раннем карбоне, в поздней перми-триасе, в поздней юре-раннем мелу и с позднего мела по настоящее время.

Блоковая делимость является фундаментальным свойством земной коры и литосферы. Тектоническая эволюция – это объединение и перегруппировка элементарных блоков в более крупные блоки в меняющемся в ходе геологической истории поле напряжений. Обширные размеры единого поля напряжений предполагают глубокие корни соответствующего ансамбля блоков. Широкое распространение обстановок растяжения в триасе, вблизи границы девона и карбона и др. являются феноменом глобального масштаба.

В современной структуре прослеживаются элементы древнего заложения. Вдоль восточного берега Таймыра проходит меридиональная Нордвикская зона молодых грабенов – западное звено погребенной Лено-Таймырской гряды. Нордвикские грабены представляют прямое продолжение на акваторию с Сибирской платформы Уджинской зоны разломов, прослеживаемой с раннего протерозоя как граница между архейским и раннепротерозойским террейнами. На шельфе Нордвикские грабены располагаются над границей между блоками неопротерозойской и байкальской консолидации.

Разломная граница неопротерозойского блока моря Лаптевых с Евразийским бассейном находится на простирации позднепермского – триасового рифта в основании Енисей-Хатангского прогиба, что позволяет относить ее заложение к позднему палеозою.

На острове Котельном современная структура и фациальная зональность палеозоя имеют северо-западное простираение. Северо-западное простираение доминирует в рифтах на шельфе моря Лаптевых. Усть-Ленский рифт в центре моря Лаптевых может рассматриваться как продолжение восточной границы Северо-Сибирского кратона. Это

позволяет думать, что северо-западные ориентировки в структуре осадочного чехла моря Лаптевых были predeterminedены уже в докембрии и уверенно - в раннем палеозое.

Новосибирский рифт ограничивает с севера область позднемезойского омоложения фундамента. Рифт Вилькицкого расположен между позднекембрийским складчато-надвиговым поясом и платформенной структурой с фанерозойским осадочным чехлом. Таким образом, рифты Вилькицкого и Новосибирский наследуют границу блоков с разновозрастным фундаментом. Имеются основания полагать, что рифтам предшествовали краевые прогибы вдоль фронта поздних мезозойских.

Не существует очевидной взаимосвязи между возрастом процессов растяжения и сжатия и временем первичной консолидации континентального фундамента. Девонская – каменноугольная и триасовая эпохи деструкции распространены в Арктике безотносительно к возрасту первичного фундамента. Позднеюрское – раннемеловое растяжение связано с раскрытием Американо-Евразийского бассейна и происходило одновременно с орогенезом на Северо-Востоке Евразии и на Аляске. Позднемеловое – раннепалеогеновое растяжение коррелируется с раскрытием Евразийского бассейна. Распространение этих геодинамических обстановок на Арктической континентальной окраине Евразии не контролируется возрастом первичного фундамента.

В процессе формирования тектонических структур различных рангов сжатие и растяжение проявляются одновременно и сопряженно. Это геодинамическое единство хорошо известно на глобальном уровне и в мелких объектах, наблюдаемых в обнажениях. Многочисленные примеры такой сопряженности на мезоскопическом уровне отражены на средне- и мелкомасштабных геологических картах, а также в результатах регионального структурного анализа активных окраин, дизъюнктивных зон и др. Попытка проследить последовательность во времени и распространение по площади сопряженных обстановок растяжения/сжатия на Арктической континентальной окраине Евразии представляется перспективной, но пока не дала ощутимых результатов для более точного понимания геодинамической эволюции.

Презентация подготовлена при поддержке гранта РФФИ № 03-05-65174.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ШИТА

А.Б.Котов, Е.Б.Сальникова, В.П.Ковач, И.В.Анисимова

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
kotov@ad.iggp.ras.spb.ru

В результате синтеза полученных на сегодняшний день геологических, геохронологических и изотопно-геохимических данных намечена новая схема геологического развития Алданского щита в раннем докембрии, в рамках которой выделены следующие основные этапы.

3.20-3.33 млрд. лет. Формирование протолитов тоналит-гранодиоритовых ортогнейсов западно-алданского (3335±3 млн. лет [1]) и олекминского (3212±8 млн. лет [1]) комплексов в результате переработки континентальной коры с возрастом 3.5-3.8 млрд. лет и проявления корообразующих процессов в интервале 3.2-3.3 млрд. лет. Образование системы континентальных микроплит (Западно-Олекминская, Токкинская, Чурудинская, Восточно-Олекминская и Алданская), разделенных океаническими бассейнами.

3.01-3.20 млрд. лет. Накопление осадочно-вулканогенных толщ Темулякитского (островная дуга) и Токко-Ханинского (активная континентальная окраина и (или) островная дуга) зеленокаменных поясов.

Столкновение Восточно-Олекминской, Чаруодинской и Токкинской континентальных микроплит (формирование Олекминской континентальной микроплиты) и образование глубинных пластических надвигов Восточно-Олондинской системы.

2.76-3.01 млрд. лет. Формирование осадочных и осадочно-вулканогенных толщ Тарыхахского зеленокаменного пояса, Тасмиелинского тектонического фрагмента Темулякитского зеленокаменного пояса и Тунгурчинского зеленокаменного пояса в обстановке активной континентальной окраины и (или) островной дуги и Субганского зеленокаменного пояса в обстановке островной дуги. Образование протолитов тоналит-трондьемитовых ортогнейсов, внедрение многофазных габбро-диорит-тоналит-трондьемитовых, габбро-диорит-тоналитовых интрузий и однофазных интрузий тоналитов (3001 ± 3 - 3016 ± 8 млн. лет), а также интрузий биотитовых гранитов, гранодиоритов, субщелочных гранитов и субщелочных гранодиоритов (активная континентальная окраина).

Аккреция Субганской островной дуги к Алданской континентальной микроплите, столкновение Западно-Олекминской, Олекминской и Алданской континентальных микроплит (образование Олекмо-Алданской континентальной микроплиты) и формирование глубинных пластических надвигов Темулякитской и Тунгурчинской систем.

2.73-2.76 млрд. лет. Становление интрузий биотитовых субщелочных гранитов (2738 ± 8 - 2751 ± 8 млн. лет [1]), постколлизионных по отношению к образованию Олекмо-Алданской континентальной микроплиты.

2.60-2.68 млн. лет. Внедрение биотитовых субщелочных гранитов и гранодиоритов (2608 ± 15 млн. лет), а также гранитоидов Алтуальского (2614 ± 7 млн. лет) и Желуйского (2627 ± 16 млн. лет) массивов Курультинского блока зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области, по-видимому, постколлизионных по отношению к столкновению этого блока с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой.

2.40-2.60 млрд. лет. Накопление осадочно-вулканогенных толщ Булгуняхтахского зеленокаменного пояса (континентальный рифт). Формирование анорогенных гранитов нелюкинского комплекса (2398 ± 4 - 2522 ± 2 млн. лет). Начало накопления терригенных отложений амедичинской и курумканской толщ алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса. Формирование гипотетической Суннагинской континентальной микроплиты.

2.01-2.24 млрд. лет. Внедрение даек пикритов с возрастом 2202 ± 41 млн. лет [2]. Образование эпикратонных впадин, выполненных терригенными отложениями удоканского комплекса (2066 ± 6 - 2180 ± 50 млн. лет) и рассматриваемых в качестве пассивной континентальной окраины океанской структуры, некогда разделявшей Чара-Олекминский и Алданский геоблоки и Становой геоблок [3, 4]. Становление интрузий анорогенных гранитов катугинского комплекса (2066 ± 6 млн. лет), отвечающих глобальному раннепротерозойскому циклу, который начинается с широко проявленного рифтогенеза в интервале 2.0-2.2 млрд. лет и последующего спрединга [4]. Формирование Батомгской континентальной микроплиты в результате амальгамации раннепротерозойских островных дуг и ее приращение к гипотетической Суннагинской континентальной микроплите (образование Учурской континентальной микроплиты). Начало накопления терригенных отложений холболохской толщи алданского

гранулитогнейсового мегакомплекса (пассивная окраина Учурской континентальной микроплиты).

1.99-2.01 млрд. лет. Накопление осадочных и осадочно-вулканогенных отложений Балаганашского зеленокаменного пояса, а также чугинской, федоровской (2006±3 млн. лет) и сеймской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса, становление многофазных габбро-диорит-тоналит-трондьемитовых интрузий унгринского комплекса (2016±5 млн. лет) и формирование протолитов тоналит-трондьемитовых ортогнейсов тимптонского комплекса (2011±2 млн. лет) в геодинамической системе активная окраина Олекмо-Алданской континентальной микроплиты – Федоровская островная дуга.

Аккреция Федоровской островной дуги к Олекмо-Алданской континентальной микроплите и формирование глубинных пластических надвигов Федоровской, Чугинской Тунгурчаканской и Ченченской систем. Внедрение синтетектонических интрузий субщелочных кварцевых диоритов и субщелочных диоритов (1993±1 млн. лет).

1.95-1.97 млрд. лет. Становление интрузий биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов, субщелочных гранитов и лейкогранитов джалтундинского комплекса (1966±4 млн. лет) и гиперстенсодержащих гранитов и субщелочных гранитов (1950±2 млн. лет), постколлизийных по отношению к столкновению Федоровской островной дуги и Олекмо-Алданской континентальной микроплиты.

1.92-1.95 млрд. лет. Накопление осадочно-вулканогенных отложение иджекской и кюриканской толщ алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (активная окраина Олекмо-Алданской континентальной микроплиты).

Столкновение Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и пассивной окраины Учурской континентальной микроплиты (формирование Алданской континентальной плиты). Образование Тимптонского глубинного пластического надвига, разрывных нарушений Амгинской системы и глубинных пластических надвигов Восточно-Олекминской системы, а также северо-западных и субмеридиональных линейных складок Алданского геоблока. Становление интрузий биотит-гиперстен-амфиболовых кварцевых диоритов и тоналитов (1925±5 млн. лет), биотит-, амфибол-, диопсид- и гиперстенсодержащих субщелочных гранитов и лейкогранитов, формирование протолитов гиперстен-биотитовых тоналит-трондьемитовых ортогнейсов (1918±1 млн. лет). Образование Нижне-Тимптонской и Суннагинской куполовидных структур и системы открытых складок, завершающих структурную эволюцию докембрийских комплексов Алданского щита.

1.89-1.92 млрд. лет. Внедрение интрузий гранитоидов амутского комплекса (1899±6 млн. лет) и его возрастных и структурно-возрастных аналогов – биотитовых гранитов (1901±1 млн. лет), лейкогранитов (1907±15 млн. лет) и чарнокитов Усть-Иджекского массива (1916±10 млн. лет [5]).

1.87 млрд. лет. Становление интрузий гранитов кодарского комплекса (1873±2 - 1876±4 млн. лет), скорее всего, отвечающее заключительным этапам проявления коллизийных процессов, обусловленных столкновением Алданской и Джугджуро-Становой континентальных плит.

1.70-1.74 млрд. лет. Формирование анорогенного улканского вулканолитонического комплекса, фиксирующего импульс растяжения литосферы, который, по-видимому, предшествовал открытию океанической структуры и последующему формированию орогена на восточной окраине Сибирской платформы, о возможности существования которого свидетельствуют Nd изотопные данные, полученные для метасадочных пород погребенного фундамента Сибирской платформы ($T_{Nd}(DM)=1.0$ -

1.6 млрд. лет), и результаты геохронологических исследований *детритовых цирконов* из метасадочных пород складчатого пояса Сетте-Дабан (1.05-1.50 млрд. лет [6]).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-72011, 01-05-65266, 02-05-65086, НШ-615.2003.05) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7.

Литература

1. Nutman A.P., Cernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Arhaean components and evidence for widespread reworking in the midProterozoic // *Precambrian Res.*, 1992. V. 54. P. 195-210.
2. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Раннепротерозойские пикриты Олекминской гранит-зеленокаменной области: Nd изотопная систематика и петрогенезис // *Геохимия*. 1992. № 8. С. 1111-1123.
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. Mints M.V., Rundqvist D.V., Larin A.M. et al. Early Precambrian Geodynamics and Metallogeny // *Geodynamics and Metallogeny: Theory and Implications for Applied Geology / N.V.Mezhelovsky, A.F.Morozov, G.S.Gusev and V.S.Popov (Eds)*. Moscow. 2000. P. 105-191.
5. Бибилова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л. и др. Геохронология Алдано-Витимского щита. Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 135-159.
6. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 164. P. 409-420.

ВОЛНОВАЯ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЛАНЕТОЛОГИЯ И ВОПЛОЩЕНИЕ ЕЕ ТЕОРЕМ В СТРУКТУРАХ ЗЕМЛИ

Г. Г. Кочемасов

Москва, ИГЕМ РАН, kochem@igem.ru

Современная планетология восходит в своих постулатах-теоремах к гениальным обобщениям И. Кеплера и И. Ньютона середины второго тысячелетия. Первый после многолетних размышлений установил, что небесные тела движутся по эллиптическим орбитам, а не столь понятным для того времени круговым. Но Кеплер был математиком и для него небесные тела были всего лишь математическими точками. Прошло еще почти 100 лет и физик Ньютон понял, что так как небесные тела имеют массы, то они (массы) должны влиять на орбиты небесных тел. И он ввел в формулы Кеплера поправки на массы центрального и орбитирующего тела. Физика Ньютона мало интересовали структуры этих масс, да и известно о них в то время было мало. Прошло еще почти 300 лет и особенно плодотворных последних 30-40 лет интенсивных космических исследований, и геологи и планетологи поняли, что ньютоновские массы имеют отчетливые структуры. Первые изображения небесных тел Солнечной системы показали, что они удивительно разнообразны, нет двух одинаковых структур поверхностей. В то же время была отмечена и непонятная странность: почему-то ряд наблюдаемых тел обнаруживает двуликость. Лучшим хорошо изученным примером была Земля, где давно озадачивало противостояние "опущенного" Тихоокеанского западного полушария и "поднятого" континентального восточного. Явление "двуликого Януса" не могло быть случайным и требовало объяснения. Импактная планетология пыталась объяснить это случайными ударами крупных небесных обломков, вокруг этого были выстроены целые теории (в частности, происхождения Луны), но регулярности это не объясняло. Требовалась простая и общая причина ("Природа проста и не изливается причинами", И. Ньютон) структурирования небесных тел. И она была обнаружена в универсальных волновых процессах.

сущностью которых и является регулярность, правильная повторяемость.

Причиной возникновения регулярных волновых колебаний (короблений) в любых небесных телах могло быть только их неравномерное с периодически меняющимися ускорениями движение по некруговым (эллиптическим, параболическим) орбитам. Меняющееся (наращиваемое и убывающее) ускорение, умноженное на массу, создает силу, коробящую любое тело. Эти волновые коробления, приобретающие стоячий характер и распространяющиеся во вращающихся телах (а все тела вращаются) в 4-х орто- и диагональных направлениях, интерферируют, создавая структуры. Структуры могут быть положительными (подъем), отрицательными (опускание) и нейтральными скомпенсированными, когда + и - уравновешены. Такое единообразное структурирование наблюдается на всех имеющихся изображениях небесных тел, независимо от их размера, состава и состояния (на твердых телах некоторый беспорядок вносят следы случайных импактов).

Итак, как массы небесных тел влияют на их орбиты, так и, в обратном порядке, орбиты влияют на структуры этих тел. Диссипация внешней орбитальной энергии производит однотипные волновые структуры, наиболее заметной и амплитудной из которых является тектоническая дихотомия (два сегмента: + и -). Связана она с наиболее длинной в сфере фундаментальной волной длиной $2\pi R$ (R -радиус тела). Свойством волны является образование обертонов, первый из которых (πR) ответственен за тектоническую секторность. С орбитальными частотами, индивидуальными для каждого небесного тела, связана тектоническая зернистость [1]. Чем выше частота, тем мельче зернистость. Эталонно и масштабом является земная частота (1/1 земной год) и соответствующее ей тектоническое зерно размерностью $\pi R/4$. В связи с тем, что все небесные тела вращаются, поднятые (+) и опущенные (-) тектонические блоки (сегменты, секторы, зерна) обязаны уравновешивать свои угловые моменты, чтобы не вызывать излишних напряжений и разрушения тела. При одинаковых угловых скоростях блоков в едином теле угловой момент блоков разного радиуса (поднятые и опущенные) регулируется плотностью слагающего блоки материала. Вот почему поверхности небесных тел часто имеют "лоскутный" характер. Часто это чередование темных и светлых участков, сложенных более или менее плотными породами. Для планет земной группы "темное" ассоциируется с базальтами.

Еще одним важным свойством структурирования небесных тел, связанного с волнами разной длины, является волновая модуляция. Дело в том, что во Вселенной нет двух одинаковых орбит, каждое тело движется комплексно по нескольким орбитам (вокруг своей планеты, в своей звездной системе, своей галактике и т. д.). Отсюда нет и двух одинаковых структур, каждое тело индивидуально. Земля с ее жизнью в этом смысле уникальна. Модуляция высоких частот низкими в нашей Солнечной системе особенно ярко прослеживается на структурах спутников. Тектоническая зернистость их определяется основной орбитальной частотой (вокруг своей планеты) и боковой, модулированной их более низкочастотным движением вокруг Солнца. Влияние этих процессов на структуры прослежено для Луны, Фобоса, Титана, Протеуса и др.

Тектоническое зерно Земли ($\pi R/4$) увеличивается у планет с удалением от Солнца и уменьшается в обратном направлении в строгом соответствии с орбитальными частотами. Если Земля условно "среднезернистая", то Марс – крупнозернистый ($\pi R/2$), Венера – мелкозернистая ($\pi R/6$), Меркурий – тонкозернистый ($\pi R/16$). Этот ряд может быть продолжен в сторону фотосферы Солнца, которой в связи с ее орбитальной частотой вокруг центра Солнечной системы (1/1 месяц) нужно иметь зерно $\pi R/60$. Но ведь это размер солнечной супергранулы (~ 30000 км в поперечнике), известной уже с 30-х годов прошлого столетия и размер которой никогда не был понят. Сравнительная волновая планетология, таким образом, связала единую закономерность структуры

планет и звезды. Эта закономерность проходит через разные науки и в этом ее особое значение. Теперь можно сказать, что размер супергранул Солнца, с одной стороны, и продолговатая фигура Марса (следствие его крупной зернистости), с другой, подчиняются одной волновой формуле.

Земля в этой волновой последовательности имеет в большом круге 8 зерен размерностью $\pi R/4$, образованных 4 волнами длиной $\pi R/2$. Такая волновая крестообразная конфигурация из четырех поднятий и четырех опусканий в большом круге дает в объеме кубическую аппроксимацию, замеченную уже давно многими авторами [2, 3], и являющуюся индивидуальным “лицом” Земли. Каким-то образом собственное колебание Земли (8 герц) коррелирует с этим волновым многогранником.

Секторная πR - структура Земли, вызванная двумя волнами в большом круге (волна 2), образует другую платоновскую фигуру – октаэдр. Шесть антиподальных вершин его (1. Экв. Атлантика – 2. Новая Гвинея; 3. О. Пасхи – 4. Памир-Гиндукуш; 5. Берингов пролив – 6. О. Буве) расположены в зонах экватора, тропиков и полярных кругов, указывая на космическую ориентировку фигуры (подтверждение связи структурирования с внешней энергией). Все вершины октаэдра обладают одним свойством: к ним по одному алгоритму сходятся вершинами поднятые и опущенные секторы, образованные перпендикулярным пересечением тектонических линий. Всегда два противостоящих в разной степени поднятых сектора ($2+$ или $1+$) разделяются двумя противостоящими в разной степени опущенными секторами ($2-$ или $1-$), что является результатом интерференционно-волновых регулярностей. Восемь граней октаэдра представляют 4 антиподальные пары, в которых поднятой грани противопоставлена опущенная, но степень поднятия и опускания различна. Это объясняется интерференцией “волн 2” четырех направлений, наложенных на дихотомию (сложение четырех “волн 1”). Африканской грани ($6+$, что есть сумма цифровых символов трех поднятых секторов, принадлежащих этой грани: $2+$, $2+$, $2+$) антиподальна Тихоокеанская ($6-$); Азиатской ($5+$) – Южно-Атлантическая ($3-$); Американской ($4+$) – Индоокеанская ($5-$); Антарктической ($3+$) – Северо-Атлантическая ($4-$). Наиболее резкий контраст между Африканской ($6+$) и Тихоокеанской ($6-$) гранями, наименьший – между Антарктической ($3+$) и Северо-Атлантической ($4-$). Таким образом, грани структурного октаэдра не только определяют форму, размер и взаимное расположение основных тектонических блоков (“кирпичиков”) Земли – континентов и океанов, но через дискретную цифровую индикацию указывают на их относительную тектоническую и гипсометрическую приподнятость или опущенность (Африка – наиболее поднятый континент, Восточная котловина – наиболее опущенное дно океана). Дискретное цифровое представление граней является квантованием, дающим право определять волновую тектонику как квантовую [4]. В самом деле, в природе есть либо континенты, либо океаны, и нет перехода между ними по синусоиде, а структурный октаэдр наилучшим образом описывает размеры и распределение этих “фундаментальных строительных блоков”.

Волновая планетология, объясняя тектоническую дихотомию (волна 1, $2\pi R$ -структура), неизбежно приводит к антисимметрии второго порядка (волна 2, πR -структуры), антиподальности разноуровневых секторов и объясняет “загадочное” противостояние Арктики и Антарктики. Такое свойственное всем небесным телам противостояние получило название арктик-антарктического симптома, особенно ярко выраженного у малых тел (спутники, астероиды, кометы) с характерной антиподальностью “тупых”(-) и “острых”(+) концов [5].

Волновое секторное πR -структурирование внешних твердых оболочек Земли имеет не только глубинные корни, отражаясь с инверсией на границе ядро-мантия [6], но процируется также и на атмосферу. Так, известный устойчивый Сибирский зимний

антициклон лежит в границах поднятой Азиатской грани. Причиной периодического явления Эль-Ниньо является смена давлений над двумя вершинами октаэдра: 3. О. Паски и 2. Новая Гвинея, к тому же лежащих на разных сегментах дихотомичной Земли, что усиливает фундаментальность этих «катастрофических» колебаний плотностей в строении Земли. Наблюдаемая в течение 30 лет озоновая «дыра» над Антарктидой затягивается, но вместо этого появляется над антиподальной гранью в Арктике. «Игра» между газами разной плотности: плотным озоном и менее плотным кислородом лежит в основе появления и исчезновения структур в верхах атмосферы. Эти примеры далеко не исчерпывают проявления структуры октаэдра в геосферах.

Литература

1. Kochemasov G.G. Theorems of wave planetary tectonics // *Geophys. Res. Abstr.* 1999. V.1, №3, p.700.
2. Сколотнев С.Г. О некоторых закономерностях структурного плана Земли // *Регулярности и симметрия в строении Земли*. М.: РОСТ, 1997, с. 31-45;
3. Федоров А. Е. Земля – странный кристалл // *Система планета Земля*. М.: ООО «Гармония», 1999, с.59-112;
4. Kochemasov G.G. Continents and oceans as faces of the structural octahedron of Earth (geometry of Earth) // *Proc. Joint Intern. Conf. "New Geometry of Nature"*, Kazan State Univ., Kazan, Russia, Aug. 25- Sept. 5, 2003, V.1, 277-280;
5. Kochemasov G.G. 433 Eros as a natural model of planetary wave processes // *The 32nd microsymb. on comparative planetology*: Abstr., Moscow, Vernadsky Inst., 2000, p.86-87;
6. Morelli A., Dziewonski A.M. Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // *Nature*. 1987. V.325, # 6106, p.678-683.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ПРОБЛЕМЫ «ВОЗОБНОВЛЯЕМОЙ МИНЕРАГЕНИИ»

Л.И.Красный

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ) likrasny@vsegei.sp.ru

Тектоно-динамические процессы, позднемезозойско-кайнозойского этапа, создающие на Земле особую обстановку наиболее ярко выражены в Мировом океане и его активном обрамлении. В срединно-океанских хребтах, краевых морях и островных дугах создаются условия, где человечество может использовать практически непрерывно действующие, возобновляющиеся минеральные ресурсы.

К ярко выраженным позднекайнозойским и современным структурам относится «Тихоокеанское огненное кольцо», близкое по типу «Северное Средиземноморское» и «Карибская окраина». На западе Пасифика это Азиатско-Тихоокеанский геораздел, начинающийся на Алеутах и Камчатке и заканчивающийся в Новой Зеландии и цепи Маккуори. На востоке – Аляска – Аляска полуостров, юный вулканизм Кордильер, Центральной Америки и Анд. К северной Америке тяготеют терминальные звенья Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса от хребта Хуан-де-Фука до Калифорнийского залива.

По сути, вся грандиозная система срединных хребтов Мирового океана блестящий пример планетарных активноживущих структур.

Уместно поставить вопрос, насколько значительно минерагения связана с новейшими тектоно-геодинамическими процессами. Одновременно возникает проблема о возобновляемости минеральных ресурсов.

Известно, что изучение океанского рудогенеза выявило гигантское поступление на дно эндогенного вещества. В отдельных звеньях Срединноокеанских подвижных поясов, а также в наиболее высокотемпературных спрединговых зонах краевых морей

обозначились взаимосвязанные процессы, создающие как магматическую камеру (нагревательная система), так и химический реактор с уникальными условиями, как для концентрации рудных образований, так и для синтеза углеводородов [1].

Приводятся данные о важнейших особенностях современных гидротермальных систем, связанных с отложением золота и других металлов в экономически значимых количествах. Так, в активной вулканической зоне (рифте) Туапо (Новая Зеландия) в отложениях горячих источников максимальное содержание золота достигает десятков г/т и сотен г/т серебра. В геотермальной системе Ротокава за 6060 лет ее существования (после последнего извержения вулкана Туапо-Памие, с которым она ассоциирована) было вынесено как минимум 190 т золота, из которых 142 т отложено в составе травертинов.

В соответствии с известной моделью нефтегазообразования в погружающихся крупных осадочных бассейнах процесс накопления углеводородов осуществляется в настоящее время. В морском нефтегазоносном бассейне Санта-Барбара (Калифорния) производительность одного участка дна оценивается в 11 тыс. л/с нефти (до 4 млн. т/год). Ориентировочная оценка единичного выхода газа в Охотском море составляет 2 млн. м³/год. В статье Г.Н.Черкасов [2] утверждается, что на 40°45' с. ш., 127°30' з. д. (бассейн Эсканаба, Северо-Восточный Пацифик) и 27°18' с. ш., 111°32' з. д. (бассейн Гуаймас, Калифорнийский залив) нефть фонтанирует с рудоносными рассолами из многих курильщиков. Новейшие исследования курильщиков поля Рейнбоу в срединноатлантическом хребте (36° с. ш.) обнаружили новый тип гидротермальной активности, ассоциированной с серпентинизированными ультрабазитами, а также, что это поле входит в область метановых аномалий в придонных слоях воды. В этих условиях последняя трансформируется в высокотемпературный (364°С) гидротермальный флюид [3].

Практически проблема «живой минерагении» уже начала решаться вулканологами (Г.С.Штейнберг и др.). В рудно-магматических системах островных дуг происходит поступление рудного вещества из глубинного (вероятно мантийного) источника, обладающего высоким генерирующим потенциалом. Так, в активно действующем вулкане Кудрявый на о. Итуруп в группе фумарол с t° газовых струй до 940°С обнаружена редкометальная комплексная минерализация. Сопровождается она цветными и благородными металлами. При оценке выноса металлов фумаролами определено, что «металлическая» нагрузка на суммарной площади зон интенсивного газовыделения 3050 м² составляет около 250 г/сут. Подсчитано, что ежегодно газами выносятся 36 т рения, 600 т индия, 100 т германия и около 1 т золота [3].

Итак, намечается новый этап в эволюции тектоно-динамических представлений: понятие «живая тектоника», примененное много лет назад, по-видимому, должно быть перенесено на «живую минерагению», осуществляющую, происходящую на глазах человечества, возобновляемость минеральных ресурсов. Возможный термин для этого процесса – «регенерация или репетоминерагения» (лат. *repeto* – возобновлять).

Литература

1. Лисицын А.П. Современные гидротермальные системы Мирового океана // Смирновский сборник. М., 2000, с. 32–75.
2. Черкасов Г.Н. Эпохи и геодинамика формирования нефтегазовых месторождений в Сибири и критерии их поисков // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Гос. универс., 2003, с. 697–701.
3. Ленн А.Ю., Сагалевич А.М. Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного абиогенного синтеза метана. Природа, 2000, №8, с. 44–54.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы L-55-XXII, XXVIII, XXXIV (Курильск), L-55-XXIII, XXIX (Рейдово), L-55-XXXIII (влк. Тятя), K-55-II, L-55-XXXII (Южно-Курильск) СПб., 2002, с. 115 – 134.

ПОДОБИЕ СИСТЕМ ДЕЛИМОСТИ ВСЕЛЕННОЙ И ЗЕМЛИ

Л.И.Красный

Санкт-Петербург, «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского» (ВСЕГЕИ) likrasny@vsegei.sp.ru

В XXI-й век науки о Земле вступили в тесном содружестве с новыми дисциплинами: «Космической геологией» и «Астрогеологией», в которых понятие «гео» оставалось основополагающим. Одновременно интерес геологов (также как ранее физиков) обратился к астрономии, без которой невозможно понять, как образовалась «ранняя Земля». Сравнительная планетология, а также некоторые процессы, охватывающие Вселенную, вошли в круг интересов геологов.

Обращается внимание на природные объекты определенного класса, сосуществующие в материальном мире. Они обладают общим свойством, которое обозначается термином «делимость», под которым понимается способность вычленения ячеистых структур, ограниченных определенно типа барьерами. Повторяющиеся, в разных сферах, решетчатые формы, с существенно отличающейся размерностью, обнаруживают сходные черты, что подчеркивает, вероятно, закономерность в их развитии.

К впечатляющей гигаделимости относится четко выраженное группирование во Вселенной звездных скоплений. Я.Б. Зельдовичу [1] принадлежит высказывание, что Вселенная имеет ячеистую структуру и сложена из сот-многоугольников (каверн). Галактики размещаются по «ребрам» сот.

Мегаделимость характерна для ряда областей Венеры. Обширные пологие возвышенности ее северного полушария покрыты частыми перекрещивающимися линейными дислокациями, напоминающими рисунком гигантский паркет. Структура последнего образована двумя-тремя системами борозд и валов шириной 5-10 (до 20 км) и длиной от нескольких десятков до первых сотен километров. Другой пример мегаделимости относится к спутнику Юпитера – Ганимеду. В нем предположительно силикатные горные породы составляют обширные темные области, обрамленные светло-серыми трещиноватыми ледовыми образованиями. К мегаделимости относятся крупные плиты, выделенные создателями новой глобальной тектоники. Она была впервые сформулирована У. Морганом в 1967 г. Он назвал крупные фрагменты жесткой сферической литосферы блоками. Площадь таких плит, включающих регионы с континентальной и океанской корой, разделенных сейсмическими поясами, составляет $60-130 \times 10^6 \text{ км}^2$. Одновременно в том же 1967 г. была опубликована статья «Геоблоки» [2]. Последние были обозначены как крупные региональные структуры размером $(800-1400) \times (1500-2200) \text{ км}$, (общая площадь около $1-5 \text{ млн. км}^2$), обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма и отсюда – определенными формационными рядами и соответственно типами минерагенических областей.

Признавая, что геоблоки характеризуют макроделимость нашей планеты, они охватывают все суперструктуры Земли – континенты, океаны и переходные между ними зоны – активные и пассивные транзитали.

Примеры микроблоковой делимости на континентах многочисленны. Они относятся к разным разделам геологии и отмечаются во многих работах. Так, в ранней истории континентов «архейская тектоника» описывается системой малых плит.

В относительно жесткой верхней коре континентов и крупных островных сооружений транзиталей широко известна микроблоковая делимость, детально изученная во многих рудных полях.

Особая делимость существенно континентальных сегментов широко обсуждается на уровне горных пород специалистами по использованию геотермальных ресурсов. Употребляется понятие о фрактальной геометрии. Так в пределах юго-западной Турции выделяются фрактальные сети от гигамасштаба (километры) до микромасштаба (микрон).

Впечатляющим примером микроблоковой делимости следует считать структурирование срединно-океанских хребтов. Их сильно расчлененный рельеф составлен пересекающими их поперечными трансформными разломами, а также перпендикулярными по отношению к ним блоками.

Подлинная наноделимость обнаружена И.В. Золотухиным [3]. По этому автору наноблоки кристаллитов окружены межкристаллитовыми границами. Другой пример наноделимости приводят М.А. Садовский и др. [4] Она отчетливо проступает на электронограмме шлифа кварцевого стекла с увеличением в 25000 раз. Обоснование наличия наноиндивидов в минеральном мире принадлежит Н.П. Юшкину [5].

Вся обрисованная выше ячеистость с ее замкнутой поверхностью и объемом обусловлена наличием граничных систем.

Ключ, к затронутым выше проблемам, по данным ряда исследователей следует искать в изучении свойств среды, в которой образуется соответствующая решетчатость. Сам процесс ее создания происходит в обстановке самоорганизации вещества, заполняющего «соты», «блины» во Вселенной, различные «плиты» и «блоки» на Земле. Эти структуры длительное время сохраняют свои формы, приобретенные во время эволюции. Протекая в дискретной, самоподобной обстановке природа сама воспроизводит общую картину разномасштабной делимости.

Каждый класс структур, принадлежащий определенной «сфере», связан со своим энергетическим «полем». Имеет место автономность, самодостаточность, самоорганизация соответствующих ячеек, входящих в особые системы группирования. Отсюда, рассмотренная выше делимость лишь свидетельствует об упорядоченности, о гармонизации именно этого класса. Известны и другие образования материального мира, например, в широком смысле – ринг-структуры (циркоидные или центрального типа), ротационные (в том числе спиралевидные), ангулярные и др.

Проделанный обзор систем делимости обобщил исследования этого процесса, начиная от Вселенной до микромира. Известно, что В.В. Белоусов предлагал назвать «геономией» единую геологическую науку, охватывающую все ее ветви. Сейчас очевидно, что освоение космического пространства, в первую очередь планет земной группы, а также всей Вселенной является необходимой частью общей науки, которую возможно следует назвать «космогеономией».

Литература

1. Зельдович Я.Б., Шандарин С.Ф. Каверны в структуре Вселенной. Наука в СССР, 1982, № 1.
2. Красный Л.И. Геоблоки. Геотектоника, 1967, № 5, с. 103-120.
3. Золотухин И.В. Нанокристаллические металлические материалы. Соросовский образовательный журнал, 1998, № 1, с. 103-108.
4. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М., Наука, 1991, 96с
5. Микро- и нанодисперсные структуры минерального вещества. Отв. ред. Н.П. Юшкин и В.И. Ракин). Сыктывкар, 1999, 216 с.

Н.Н.Крук, В.Г. Владимиров, С.Н.Руднев, М.Л.Куйбида,
Я.В.Савиных, Е.Н.Мороз

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, kruk@uiggm.nsc.ru.

В рамках теории литосферных плит при описании механизмов взаимодействия континентальных и океанических литосферных плит основное внимание уделяется описанию геологических структур и комплексов, возникающих в результате поглощения океанической литосферы в зонах субдукции. В то же время, повсеместно «косой» характер субдукционных процессов, обусловленный сферической формой Земли и, как следствие, неизбежное широкое развитие сдвиговых тектонических дислокаций на активных континентальных окраинах, до последнего времени оставались вне поля зрения исследователей. Наиболее интересны в этом отношении континентальные окраины с «предельно» косыми углами взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит, где субдукция прекращается, переходя в трансформный сдвиг. Такие обстановки, получившие название континентальных окраин калифорнийского (невадийского) типа [1,2] или трансформно-сдвиговых континентальных окраин [3], распространены довольно широко [4]. Их ~~характер~~ отличается крайним разнообразием и не находит своего объяснения в рамках какой-либо единой геодинамической модели, поскольку под общим термином «трансформная континентальная окраина» (ТКО) в современной литературе объединяется, как минимум, два типа самостоятельных явлений, имеющих различную природу. Цель данного доклада – рассмотреть эти явления на примере Алтае-Саянской складчатой области (АССО), где на среднепалеозойском этапе развития существовали два различных типа трансформных континентальных окраин.

ТКО первого типа существовала в позднем ордовике – силуре. Заложение ее совпадает с завершением крупномасштабных коллизионных процессов, происходивших на всей территории АССО и за ее пределами. Для нее характерны низкие скорости осадконакопления, обилие карбонатных отложений и практически повсеместное отсутствие в осадочных породах примеси вулканического материала, что позволяло традиционно рассматривать эту обстановку в качестве пассивной континентальной окраины. Однако здесь фиксируются значительные изменения латеральных мощностей осадочных толщ (без заметных фациальных изменений) и обилие несортированных осадков, что нетипично для пассивных континентальных окраин. В то же время данные структурно-кинематических и изотопно-геохронологических исследований [5, 6 и др.] свидетельствуют о трансформно-сдвиговой природе континентальной окраины. Так в Курайско-Телецкой сдвиговой зоне, имеющей северо-северо западное простирание¹, и представлявшей собой на этот период границу «континент – океан», на протяжении ордовика-силура периодически имели место сдвиговые деформации, сопровождавшиеся метаморфизмом эпидиот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В обрамлении сдвиговой зоны (Западный Саян) и на сопредельных территориях (Батеневский кряж, Кузнецкий Алатау) развивались локальные аралы субщелочного вулканизма и формировались гранитоидные батолиты «пестрого» состава [7]. Среди базитов ордовик-силурийских контрастных серий, преобладали разности повышенной щелочности, по составу близкие к породам латитового ряда (реже – известково-щелочного). Кислые члены

¹Здесь и далее – в современных координатах.

серий отвечали известково-щелочному (повышенной калиености) и субщелочному типам [7, 8]. Аналогичные по составу и возрасту образования известны в Восточном Саяне [9]. В это же время на территории Центральной и Южной Монголии фиксируются островодужные системы субширотного простирания. Признаки существования среднепалеозойских морских бассейнов с субдукцией выявлены также в Горном Алтае (средний ордовик) и Западном Саяне (силур). Таким образом, на ордовик-силурийском этапе на юго-западной окраине Сибирского континента в пределах единого аккреционно-субдукционного пояса одновременно существовали субдукционные и трансформно-сдвиговые обстановки; при этом они были приурочены к разным сегментам окраины, а ареалы продуцированного ими магматизма имели взаимно перпендикулярную ориентировку. Вероятнее всего, наличие трансформно-сдвиговых обстановок на этом этапе определялось направлением субдукции и геометрией взаимодействующих литосферных плит. Базитовый магматизм в трансформных швах и их обрамлении обусловлен взаимодействием контрастных по температуре и флюидонасыщенности резервуаров (конвектирующей деплетированной мантии под океанической плитой и мантийного клина – под континентальной). Формирование кислым магм было связано с анатексисом нижних уровней гетерогенной по составу континентальной коры (в том числе и с участием метасоматизирующих флюидов).

ТКО второго типа существовала в девоне – раннем карбоне. Активная континентальная окраина, возникшая здесь в позднеэмское время [10], резко отличалась от «классических» андских окраин. В ее фронтальной части (Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая и Рудный Алтай) формировался пояс надсубдукционных вулканитов, в то время как в тыловой части преобладали правосторонние деформации в крупных разломных зонах, сопровождавшиеся метаморфизмом НТ/LP – типа [11] и происходило перемещение отдельных террейнов (Алтае-Монгольский, Чулышманский) вдоль континентальной окраины [12-14]. При этом гранитоиды тыловой части континентальной окраины, по вещественному составу отвечали не субдукционным, а аккреционно-коллизционным. Наиболее ярко трансформно-сдвиговый характер Алтайской окраины проявился в позднем девоне [15], когда на фоне максимальной активизации сдвигов произошло «отмирание» окраинно-континентального вулканического пояса, а процесс формирования крупных батолитов, сложенных низкотемпературными гранитоидами известково-щелочного и плюмазитового типов охватил практически всю территорию Алтая. Объем гранитоидов, сформированных на этом этапе, сопоставим с объемом пермо-триасовых внутриплитных гранитоидов западной части АССО [16, 17]. Массовому гранитообразованию предшествовало образование мелких гипабиссальных интрузий, сложенных контрастными габбро-гранитными сериями повышенной щелочности (до щелочных включительно). В то же время базиты, слагающие ранние фазы крупных батолитов, относятся к толеитовой серии и отвечают продуктам плавления умеренно-деплетированного мантийного источника. Описанные выше особенности тектоники и магматизма позволяют реконструировать для этого этапа окраинно-континентальную обстановку калифорнийского типа, связанную с погружением СОХ под окраину континента. На первой стадии (отрыв слэба) сформировался «вторичный» мантийный диапир, продуцировавший субщелочные и щелочные магмы. На более поздних этапах магматизм определялся наличием мощной тепловой аномалии палеосоХ, с одной стороны ответственной за генерацию толеитовых магм, а с другой – вызвавшей масштабный разогрев, миграцию магматических очагов в среднюю кору и массовое гранитообразование. В отличие от рассмотренного выше ордовик-силурийского этапа, ареалы развития девонского «островодужного» и «трансформно-сдвигового»

магматизма в структуре АКО распались параллельно, а простираание их совпадало с положением границы континентальной и океанической плит.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 05-03-65081) и Президиума СО РАН (Интеграционный проект № 6.7.2).

Литература

1. Cristiansen R.L. et al. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Westers United States. II. Late cenozoic // Phill. Trans.Roy.Soc. London, 1972, v.271, p. 249-284.
2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991, 263 с.
3. Ханчук А.И. и др. Раннемловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока // Тектоника Азии. М: ГЕОС, 1997. с.240-243.
4. Şengör A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years; synopsis of a Tethyan perspective // Tectonophysics. 1991, v. 1870, p. 315–344.
5. Крук Н.Н. и др. Гранитоидные батолиты и сдвиговые деформации зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск, 2002, с. 61-63.
6. Berzin N.A. A kinematic Model for the formation of Altai-Sayan Fold Region: structural constrains // Continental Growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, "GEO", 2001, p. 8-11.
7. Руднев С.Н. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002, т.1., с. 201-208.
8. Шокальский С.П. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2000, 188 с.
9. Крук Н.Н. и др. «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2002, т.1., с.189-194.
10. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1-2, с. 5-27.
11. Плотников А.В. и др. Среднепалеозойский возраст ультраметаморфизма в южно-чуйском метаморфическом комплексе Горного Алтая (результаты Ar-Ag, Rb-Sr и U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 9, с. 1333-1347.
12. Буслов М. М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанского регионов) // Автореф. дисс... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1998, 44 с.
13. Буслов М.М. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1-2, с. 49-75.
14. Владимиров А.Г. и др. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, № 11, в печати.
15. Владимиров А.Г. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, с.1157-1178.
16. Владимиров А.Г. и др. Позднепалеозойский - раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 4, с. 715-729.
17. Добрецов Н.Л. Мантийные пломы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 11, в печати.

ЭВОЛЮЦИЯ КАЙНОЗОЙСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Р.В.Крячкова

Чита, Институт природных ресурсов СО РАН, forest @ cinr. chita. ru

Сложность глубинного строения территории Забайкалья вызывает неоднозначную оценку определения ее геодинамической обстановки на протяжении кайнозойского времени.

Изучаемая территория, находящаяся в послелюрское время на стадии платформенного развития в мел-палеогеновое время подверглась интенсивной денудации и выравниванию с формированием химической коры выветривания.

Первое оживление тектонических движений проявилось повсеместно в эоцен-олигоценное время в виде пластических деформаций. Наиболее значительные из них зафиксированы в Байкало-Патомском нагорье и в юго-западной части Забайкалья – в пределах Витимского плоскогорья, Селенгинского среднегорья, Чикойской впадины.

На неогеновом этапе развития территории произошло значительное усиление тектонических движений, вызвавшее активное формирование Саяно-Байкальского сводового поднятия вблизи границы с Сибирской платформой, растяжение которого привело к образованию впадин рифтогенного типа и установлению на значительной территории рифтогенного режима. Возраст начала проявления рифтогенеза на северо-восточном фланге БРЗ можно оценить как ранний-средний миоцен. Скважина № 126, пробуренная в Чарской впадине до глубины 1180 м не достигла фундамента, но в забое вскрыла [1] средне-верхнемиоценовые осадки преимущественно озерного генезиса, с прослоями бурых углей. В раннем миоцене, в пределах еще не существующего хребта Удокан начинается излияние базальтов трещинного типа. В Шилка-Ононской зоне – зоне сочленения Становой складчатой и Монголо-Охотской областей происходит формирование впадин субмеридионального простирания (бассейн р. Кузнга, нижний субмеридиональный отрезок долины Она) с накоплением делювиальных, пролювиальных и озерно-аллювиальных осадков раннего и средне-верхнемиоценового возраста. К этому же возрасту относится и активизация Тукурингрской зоны сжатия (ТЗС); проявления последнего известны еще с докембрийского времени [2].

В этом возрастном интервале на территории Забайкалья активизацией были охвачены древние структуры глубинного заложения – зоны Станового и Монголо-Охотского структурных швов, Тукурингро-Джагдинская шовная зона, Арахлей-Витимский свод и пересекающий его в северо-восточном направлении Удино-Витимский разлом и Верхне-Олекминский свод, которые определили первичную дифференциацию не только рельефа, но и геодинамическое состояние территории в целом. Вышеназванные своды являются кайнозойскими образованиями: Арахлей-Витимский пространственно проектируется на структуры Еравнинского островодужного террейна раннекембрийского возраста [3] и, по всей вероятности, его контуры предопределены активизацией глубинных дугообразных структур террейна. Позиция в структуре литосферы Верхне-Олекминского свода предопределена активизацией древнего континентального гранитизированного ядра в зоне сочленения с клиновидными структурами Монголо-Охотского шва.

К концу миоцена происходит нарастание орогенных процессов, о чем свидетельствуют разрез сазанковской свиты в пределах ТЗС, представленный грубообломочной молассой и грубообломочные аллювиальные фации с размерами валунов до 1 м [1], залегающие в основании разреза люксюнградской свиты, вскрытого скважиной № 126 в Чарской впадине. Территория Агинской зоны в это время оставалась равнинной и испытывала прогибание.

Об ослаблении тектонической активности во второй половине раннего плиоцена свидетельствуют фрагменты незавершенного педиплена с образованием пестро- и красноцветной коры выветривания.

В среднем плиоцене оживление тектонических движений привело к углублению озерных котловин Агинской зоны, формированию древних долин Хилка, Чикоя, Она, Нерчи, Шилки, Витима, Олекмы. Интенсивность тектонических движений в различных морфоструктурах была неравномерной, что отразилось на составе отложений.

В среднем - верхнем плиоцене, а в отдельных морфоструктурах и с конца нижнего вся территория Забайкалья характеризуется формированием красноцветных отложений аллювия констративного типа, делювиальных и пролювиальных шлейфов. В пределах Тукурингской зоны в результате горизонтального сжатия литосферы во внутригорных впадинах происходило формирование грубообломочной молассы мощностью до 100 м (белогорская свита).

В плиоцен-четвертичный этап усиление тектонических процессов привело к общему воздыманию территории. В рельефе четко обозначаются горные сооружения линейного и изометричного типов. Происходившее осадконакопление байкальского типа в Чарской впадине прекращается и начинается развитие сухоходольной структуры [1]. В оформившейся структуре хребта Удокан начался очередной этап излияния базальтов.

В плиоцен-четвертичном этапе развития территории выделяется две крупные фазы тектонической активизации отличающиеся различной направленностью геодинамических процессов. Период стабилизации между ними характеризуется накоплением слоистой толщи полигенетических осадков (кривоярская свита).

Первая фаза приурочена к началу этапа и характеризуется преимущественно общим вертикальным поднятием территории, вызвавшим интенсивную дифференциацию рельефа с четким обозначением линейных горных сооружений и разделяющих их долин рек и впадин, приуроченных к грабеновым структурам. Крупные изометричные и купольные морфоструктуры приобрели несколько сжатую в субширотном направлении форму – Байкало-Патомское нагорье, Удоканский гранито-гнейсовый купол, Верхне-Олекминский свод и другие. На левом борту долины р. Шилка, и, частично в бассейне Кузуги, разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания обособили субмеридиональные впадины в блоки клиновидной формы, ориентированные острыми углами на северо-запад.

Следующая фаза тектонической активизации наиболее интенсивно проявлена во второй половине среднего плейстоцена – верхнем плейстоцене и продолжается в настоящее время. В морфологии рельефа начинают преобладать черты, характерные для горизонтального сжатия литосферы. В Тукурингро-Джагдинской шовной зоне и восточной ветви Станового глубинного разлома формируются горная система Олекминского Становика, Тунгирский и Становой хребты. Судя по их морфологии, внутреннему строению и космофотоматериалам происхождение этих горных сооружений связано со сжатием континентальных блоков литосферы (коллизийными процессами), в отличие от ранее приводимых выводов сводового происхождения [4]. Аналогичная обстановка отмечается и в зоне сочленения подвижной складчатой области с жесткими выступами Сибирской платформы.

ВЫВОДЫ. Геодинамическое состояние литосферы изучаемой территории определяют преимущественно процессы горизонтального сжатия, ориентированные с юга; рифтогенные являются вторичными. Единство генерирующего их источника подтверждается: региональными разломами северо-западного и субширотного простирания транзитом пересекающих БРЗ, Селенга-Витим-Олекминскую [4] и Монголо-Охотскую морфоструктурные области; однотипностью кайнозойских отложений, получающих повсеместное распространение на определенных этапах развития территории [5]; синхронностью процессов активизации, происходящих в Гималаях, Каракоруме [6] и в Забайкалье на протяжении плиоцен-четвертичного времени, сходством морфологии рельефа. Если основные формы последнего – нагорья, хребты ориентированы в северо-восточном направлении, то слагающие их структуры меньших порядков подчинены разломам субмеридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания не только сбросового, но и сдвигового,

взбросового и надвигового типов, отражающих горизонтальное сжатие приповерхностных частей земной коры.

Особенности строения наиболее крупных структур литосферы, сложившиеся к началу кайнозоя и, видимо, расположение их в различно ориентированных континентальных блоках оказывают влияние на проявление геодинамических процессов, отражающихся в морфологии и динамике рельефа. Так, в Монголо-Охотской области - Пришилкинское и Чикой - Ингодинское звенья имеют клиновидное сочленение с Сибирской платформой, в отличие от Тукурингского. Клиновидные морфоструктуры расположены в полях распространения древних подвижных структур. Кинематика западной и восточной ветвей Станового глубинного разлома также различна и множество других примеров.

К современному этапу развития происходит увеличение напряженности процессов горизонтального сжатия, что подтверждается высокой корреляционной зависимостью пространственных взаимоотношений форм рельефа с геофизическими аномалиями; активизацией древних структур надвигового, сдвигового, взбросового типа, часто подчеркиваемых долинами низкопорядковых рек позднечетвертичного голоценового возраста; смещением фрагментов крупных долин рек в восточном, юго-восточном и южном направлениях; вовлечением в поднятия меж- и внутригорных впадин. В плейстоцен-голоценовое время в приповерхностных частях земной коры происходит перераспределение полей напряжений: сжатие ориентировано в северо-восточном, а растяжение - в северо-западном направлениях, которое также подтверждается переориентировкой долин рек с северо-восточного на северо-западное направление и анализом механизмов очагов слабых землетрясений [7].

Литература

1. Еникеев Ф.И., Потемкина В.И. Поздний кайнозой Чарской впадины // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГ и РГИ, 1999. С. 105 - 112.
2. Добрецов Н.Л., Булгатов А.Н. Геодинамическая карта Забайкалья (принципы составления и легенда). Новосибирск: Ротапринт, 1991, 52 с.
3. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996. том 15, №4. С. 3 -15.
4. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 169 с.
5. Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. 171 с.
6. Калвода Я. Геоморфологическая характеристика орогенных процессов в горных цепях Азии // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 30 - 37.
7. Вертлиб А.В. О некоторых особенностях в распределении гипоцентров землетрясений Кодаро-Удоканского района // Геология и геофизика, 1992, № 5. С. 116 - 119.

ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ АЛЬП – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ И ПОЗДНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Н.Б. Кузнецов

Москва, Геологический Институт РАН, kouznikbor@geo.tv-sign.ru

Урал является зоной палеозойской коллизии докембрийского Восточно-Европейского и каледонского Сибирско-Казахстанско-Киргизского композитного континентов, а его южный фланг – наиболее широкая и полно представленная на современном эрозионном срезе часть этого коллизийного пояса. Принципиальная схема формирования внутриконтинентального фанерозойского складчатого пояса может быть условно подразделена на три стадии:

1. Аккреционная стадия – заложение и развитие активной континентальной окраины в зоне перехода континент - океан. Континентальная окраина наращивается за счет надсубдукционного вулканизма и приращения к ней фрагментов островодужных систем, микроконтинентов, океанических плато и т.п., возможно развитие задуговых окраинных морей с накоплением мощных толщ осадков. При аккреции не происходит масштабной переработки и «перемешивания» приключаемых структур.

2. Коллизионная стадия – столкновение аккреционной окраины с окраиной другого континента вследствие закрытия разделявшего их океана. На этой стадии формируется высоко стоящий внутриконтинентальный коллизионный ороген, внутри которого комплексы континентальных окраин существенно тектонически деформируются и перемещаются, метаморфически изменяются и шарьруются далеко в пределы сталкивающихся континентов или одного из них (Альпы).

3. Постколлизионная стадия – эрозионное нивелирование коллизионного орогена и усложнение внутреннего строения складчатого пояса за счет разноамплитудных сдвиговых дислокаций и дислокаций растяжения, иногда доходящих до рифтогенеза.

Чем древнее складчатый пояс, тем больше неопределённости и неоднозначности в расшифровке его архитектуры, механизмов и последовательности формирования отдельных структур, тем больше возможных вариантов интерпретации его геодинамической эволюции. Чаще всего имеющиеся данные позволяют различные интерпретации, вплоть до противоположных по своей сути, даже для такого относительно хорошо изученного региона как Южный Урал [1].

В настоящее время Урал разделён офиолитами «Главного Уральского разлома» на Западную и Восточную мегазоны. Общепринято, что первая из них в раннем и среднем палеозое являлась окраиной Восточно-Европейского континента (докембрийская платформа с маломощным палеозойским осадочным чехлом), вторая соответствовала окраине Сибирско-Казахстанско-Киргизского континента (уралиды – преимущественно надсубдукционные образования с преобладанием островодужных комплексов), а между ними располагался Палеоуральский океанический бассейн. В позднем палеозое произошло пространственное совмещение комплексов Западной и Восточной мегазон (обдукция Восточных комплексов на Западные) в результате полного закрытия Уральского палеоокеана. Современную сложную мозаичную зональность центрального сектора Южного Урала нельзя объяснить примыканием простых по своей структуре континентальных окраин, поэтому реконструируются многоэтапные тектонические сценарии с включением дополнительных микроконтинентов, перескоками дуг, раскрытием и закрытием бассейнов океанического типа, и др. При этом основная тектоническая нагрузка падает на до-коллизионный этап, никакой заметной роли коллизионным структурообразующим процессам в этих построениях не придается. Во всех моделях доколлизионная усложненная аккреционная структура окраин сталкивающихся континентов сохраняется неизменной, т.е. взаимное расположение отдельных комплексов не меняется в процессе коллизии.

Однако в современных коллизионных зонах (Альпы и Гималаи) надежно установлено, что сталкивающиеся континентальные массы не просто сочленяются по сuture, но интенсивно деформируются и «перемешиваются» в широкой зоне. Так, например, разрезы через Альпы демонстрируют глубокое шарьирование в сторону Европейского континента пеннинских/гельветских покровов [2], а тектонические реконструкции включают затягивание континентальных масс вглубь зоны коллизии, их срыва, интенсивные деформации, всплытие (блок Монте Роза) и перемешивание.

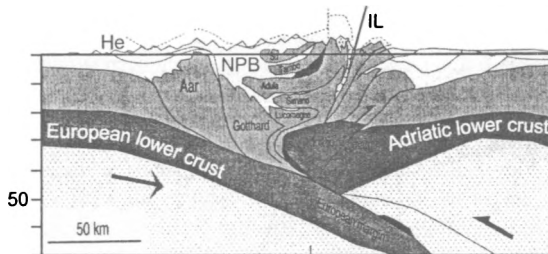


Рис. 1. Генерализованный сейсмо- геологический профиль через Альпы (EGT) по [2]. He-Гельвецкие, NPB-Пеннинские покровы; IL- Insubric-линия Инсубрик.

Если сопоставить обобщенные сечения через Южный Урал и Альпы (рис.1), то (конечно, имея в виду чрезвычайную условность и схематичность такого сопоставления) можно найти определенное сходство. Соответствующие пары (Альпы - Урал): (1) Главный detachment Западно-Европейской верхней коры (раздел между верхней и нижней корой) - поверхность дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы, переходящая в главную поверхность срыва (detachment) под Центральным Уральским поднятием. (2) Массив Аар – поднятие Уралтау. (3) Южная граница массивов Аар и Готтар - Главный Уральский разлом (Главный глубинный шов Урала). (4) Линия Инсубрик (Insubric line) — Восточный Глубинный шов Урала. (5) Аллохтоны Зилаирской и Магнитогорской зон – Пеннинские/Гельветские покровы. Вещественные комплексы, слагающие Урал и Альпы совершенно разные, но сжимающие и выталкивающие в процессе коллизии силы имеют одинаковую природу и в Альпах, и на Урале, поэтому должны создавать в принципе схожие деформации и системы разломов в зоне столкновения.

Сейсмические исследования по отраженным волнам вдоль профиля УРАЛСЕЙС показали, что Главный Уральский разлом выражен на монтажах волн гораздо слабее других разломов и не прослеживается глубже 15 км, в то время как Восточный Глубинный шов Урала – одна из самых ярких деталей сейсмического разреза. Но такая волновая картина как раз соответствует предлагаемой интерпретации тектонической структуры центрального сектора Южного Урала. Если центральный сектор Урала был сформирован процессами, аналогичными современным в Альпах, то Главный Уральский разлом - не главный коллизионный шов, а всего лишь одна из крупных контактных (?разломных) зон, корни аллохтонов центрального сегмента располагаются в Восточной Магнитогорской зоне, средняя кора Магнитогорской зоны – смесь из фрагментов окраин столкнувшихся континентов, Восточный Глубинный шов Урала соответствует осевой зоне наиболее интенсивных деформаций («ось дивергенции»), отдельные современные структурные зоны и их комбинации центрального сектора Южного Урала, интерпретируемые как реликты разных средне-палеозойских палеоостроводужных ансамблей или вулканических поясов, на самом деле являются фрагментами одного и того же островодужного комплекса, но существенно измененными и перемещенными поздне-палеозойской коллизией, и т.п.

В результате полевых работ последних лет усовершенствованы сводные стратиграфические схемы раннего и среднего палеозоя Сакмарской, Присакмарско-Вознесенской и Магнитогорской зон Южного Урала. Предварительно проведено сопоставление этих схем между собой и выполнены межрегиональные (межзональные) корреляции возрастных и вещественных характеристик ранне- и среднепалеозойских вулканогенно-осадочных образований из разных, в том числе и пространственно разобщенных зон Южного Урала. Так, например, на основе обобщения данных по фаменским комплексам предложена реконструкция палео-тектонической обстановки на окраине Восточно-Европейской платформы в фамене (рис.2).

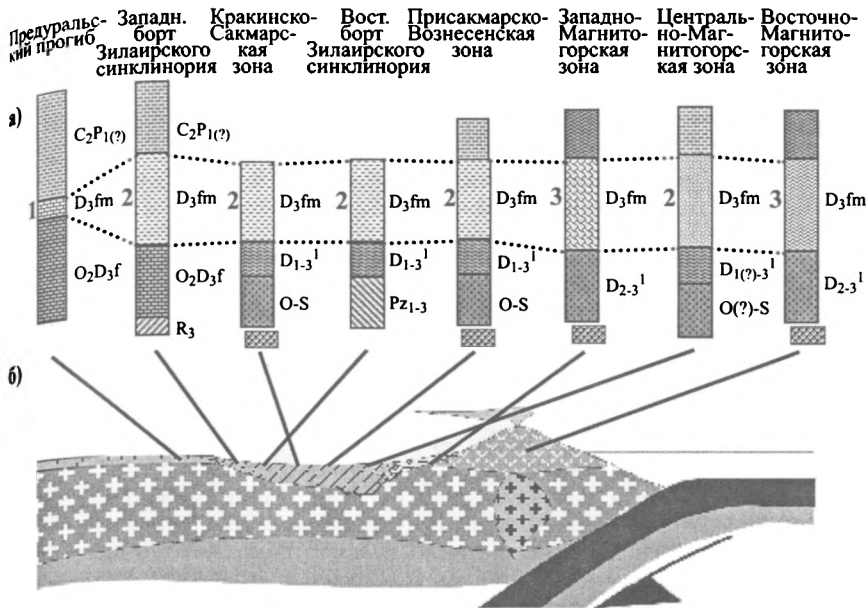


Рис.2. а) Фаменианские комплексы Южного Урала - часть непрерывных стратиграфических последовательностей. 1 - маломощная карбонатная толща Предуральского прогиба; 2 - мощная терригенная флишодная толща (зилайрская серия) Зилаирского синклиория, Сакмарской, Присакмарско-Вознесенской и Центрально-Магнитогорской зон; 3-мощные туфогенно-терригенные (с элементами флишодного строения), терригенно-вулканогенные (с элементами хаотического строения) и вулканогенные толщи Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской зон. б) В фамене на Уральской окраине Восточно-Европейского континента функционировал вулканический пояс, в тылу которого располагался обширный осадочный бассейн с флишевой седиментацией. В позднем палеозое произошло пространственное перемещение структур, определившее современную зональность Южного Урала.

Литература

1. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС. 2001. с.286.
2. Pfiffner O.A., Schlunegger F., Buitter S.J.H. The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal process // Tectonics. 2002. V.21. N.2, p.3(1-16).

РОЛЬ ЭНДОГЕОДИНАМИКИ В РАЗВИТИИ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В.К. Лапердин

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Одним из следствий гетерогенности земной коры горно-складчатых сооружений юга Восточной Сибири (ЮВС) являются дискретность и неодинаковая интенсивность проявления новейших тектонических движений, оказывающих влияние на динамику эндогенных и экзогенных геологических процессов (ЭГП). О вертикальных перемещениях блоков с противоположными знаками свидетельствуют наличие разновозрастных озерных террас, находящихся на разной высоте над современным уровнем оз. Байкал и различной степени захоронения террас под молодыми делювиально-аллювиальными отложениями. Это подчеркивает относительную

стабилизацию одних блоков земной коры и продолжающуюся активную тектоническую жизнь других, что приводит к изменению местного базиса эрозии. В настоящий период древние конусы выносов подвергаются интенсивному размыву, в результате водные паводки, зарождающиеся в горной части трогов, трансформируются в мощные сели. Так, притоки р. Баргузина врезались в древние (вероятно, сарганского возраста) конусы выносов на глубину до 65 м (р. Сухитка), а на реках Ендыких и Аллана – на 35 м, со стороны Тункинских Гольцов – на 20-30 м, а у подножья горы Мунку-Сардык (хр. Восточный Саян) – на 70 - 80 м. Тенденция усиления эрозии в горах и осадконакопления в котловинах, связанных с развитием разнонаправленных движений блоков земной коры, различна в каждой тектонической структуре и может быть оценена путем сравнения их между собой интенсивностью денудационных процессов. Наиболее активно образование ЭГП происходит на склонах со стороны впадин, что связано с резкими перепадами и поддерживается «живой тектоникой» и повышенной раздробленностью пород (500 м/км^2) [1]. Коэффициент интенсивности процессов предопределен величиной и временем поднятия. Например, суммарная амплитуда поднятий отдельных блоков Байкальской структуры за олигоцен-четвертичное время составила от 800 до 2500 м, что соответствует коэффициенту интенсивности проявления процессов 0,7 - 0,9.

В новейшем этапе горообразования на ЮВС определенную роль сыграли поднятия вулканических плато. Практически была вновь создана речная сеть, так как речная сеть доорогенного этапа развития оказалась заполнена базальтами, которые в районе горы Мунку-Сардык были подняты более чем на 3000 м, а на Окинском плато, на хребтах Хамар-Дабан и Удокан – более чем на 2000 м абсолютной высоты.

Как правило, впадины и горные обрамления граничат по разрывным нарушениям. Глубины их заложения – от нескольких сот метров до 2 - 6 км. На фоне крупных разрывных геоструктур (Главный Саянский, Байкальский, Обручевский и др.), прослеживаемых на тысячи километров, значительную роль играют опережающие разломы и кулисообразно расположенные субпараллельные нарушения, определяющие суммарную мощность зон дробления (благоприятных для физико-химического преобразования пород), представляющих полосы шириной до 30 км [2]. Зоны глубинных разломов (Монголо-Охотских, Желтуринских, Северо-Заганских, Кижингинского, Хангайского, Хилокского и др.) окаймляют горные хребты, образуя резкие перепады высот до 2000 м. Системы активизированных разломов (Ангараканский, Довачанский, Куандо-Эймнахский, Читанда-Ханийский и другие) отчетливо выражены в рельефе в виде разновеликих морфологических уступов, цепей линейных седловин на водоразделах, асимметричных рвов, полузатянутых делювием зон повышенной трещиноватости в кристаллических породах. Например, Читанда-Ханийский разлом (Удоканский хребет) выражен в рельефе системой тектонических уступов высотой 600 - 800 м, полузаполненных рыхлыми отложениями рвов шириной 100 - 200 м и глубиной 5 - 15 м. С ним связаны тектонические преобразования, существенно обусловившие перестройку геоморфологического и гидрографического облика. В частности, многие притоки реки Хани в верхнем течении имеют глубокие каньонообразные долины, первоначально представлявшие тектонические нарушения.

Одновременно в крупных котловинах образуются впадины-сателлиты. Например, в Муйской котловине подобное явление происходит вдоль рек Мудирикан, Аневрикан, Ана, которые благодаря опусканию участков территории в настоящее время меандрируют, и даже при незначительных паводках затопляются.

Тектоническое развитие ЮВС не только создало в прошлом благоприятную обстановку для выветривания пород коренной основы и формирования ЭГП, но и определило прогрессирующую направленность условий процессообразования в

настоящее время и в будущем. Приуроченность процессов к активным геоструктурам очевидна и тяготеет к движениям неотектонического характера по региональным зонам разломов. Таким образом, формирование ЭГП парагенетически связано с эндогенными факторам, проявление последних в ходе геологической истории отражено в строении конкретных сегментов земной коры.

Неравномерность движения отдельных блоков Байкальского рифта как во времени, так и в пространстве порождает резкую напряженность пород и создает условия для развития очагов землетрясений, приуроченность которых унаследуют более древние тектонические структуры [3]. Унаследованность образования новых сейсмодислокаций выражена на примере Торской структуры, возникшей вследствие фрагментарного обновления катастрофическим землетрясением Тункинского сброса. В пределах северобайкальской зоны прослеживается связь разновозрастных сейсмодислокаций, таких, как Элигей, Рита, Шартлай, Солонцовая и др., генетически связанных с землетрясениями высшей интенсивности, с двумя сбросами – Обручским и склоновым.

При наложении ареалов активных тектонических движений, сильных землетрясений и их интерференции условия развития процессов резко возрастают, а преобладание кристаллических пород и многолетнемерзлых грунтов создают благоприятные предпосылки для слабого затухания сейсмических волн. При оттаивании же связующего льда в раздробленных коренных породах и рыхлых отложениях увеличивается затухание волн, но теряется устойчивость рыхлообломочного материала на склонах. Отсюда очевидна роль хронологического аспекта воздействия землетрясений, выражающаяся в разнообразии форм и интенсивности развития ЭГП в зависимости от времени года.

Говоря о высокой сейсмичности Байкальской рифтовой зоны в целом, следует выделить участки с повышенной сейсмической активностью. К ним относятся межвпадинные горные перемычки – места строительства тоннелей. Более того, районы перемычек оказались узлами сочленений разнонаправленных разрывных нарушений, создавших сложное блоковое строение земной коры. Классическим примером является перемычка между Верхнеангарской и Муйской котловинами, где пробит створ Северомуйского тоннеля. Во время его проходки происходили выбросы водопесчаных микроселей, приводивших к человеческим жертвам и выводу из строя механизмов проходки.

Постоянная, часто повторяющаяся сотрясаемость отдельных участков провоцирует возникновение неожиданных явлений. Так в 1967 году в районе оз.Б.Леприндо (Чара-Муйская перемычка) было зарегистрировано 85 землетрясений силой до VII баллов. Сотрясения мерзлых высокольдистых грунтов спровоцировали развитие термокарстового лога длиной 650 м, шириной – 10-15 м и глубиной – до 6 м. Одновременно с просадкой на бортах лога произошли солифлюкционные сплывы.

Высокая и активная сейсмичность Байкальского рифта имела место и в прошлом, о чем свидетельствует наличие эндокинетических обвалов, выделяющихся большими объемами обвальных масс и тяготеющих к зонам крупных тектонических и сейсмогенных нарушений (обвал в районе структуры Бабхи - хр. Хамар-Дабан, имеет объем 20 млн. м³).

По результатам изучения эпицентральных зон Уоянских землетрясений, произошедших 2 ноября 1976 года и 4 июня 1977 года, получен эталон характеристики устойчивости склонов при сейсмическом воздействии. При детальном изучении процессов, связанных с землетрясениями, по бортам долины р. Анамакит были обследованы древние разновозрастные массы, которые в рельефе выражены в виде террас, иногда запрокинутых в сторону склонов или отделенных от склонов рвами.

Этот “сейсморельеф” сформировался после оледенения. Благодаря различным по возрасту обвальным массам можно сделать вывод о неоднократном повторении на данной территории сильных землетрясений, т.к. объемы ранее произошедших эндокинетических обвалов значительно превышают объемы обвальных масс, образовавшихся при 6-7-балльном Уоянском (2.XI.1976г.) землетрясении. В результате обследования выяснилось, что морфологически одинаковые склоны по-разному среагировали на сотрясения. Причиной этого оказалось геологическое строение, определившее характер и свойства рыхлообломочных скоплений, особенно различную способность их удерживать влагу.

В заключение: 1) сильные землетрясения, сопровождающиеся различными деформациями земной коры, в пространстве тяготеют к древним и молодым разломам; 2) деформации земной коры фиксируются в рельефе в виде блоков, сейсмодислокаций и других нарушений, имеющих отрицательные и положительные смещения, приводящие к увеличению базиса эрозии (так, во время Муйского землетрясения Намаракатская впадина опустилась на 5-6 м, а хребет Удокан поднялся на 1-1,5 м) [4]; 3) в современный геологический период сводовые поднятия Саяно-Байкальского и Станового нагорья продолжают расти, но вместе с тем имеют место зоны опускания, а наличие древних и новейших сейсмоструктур служат индикатором прогнозирования распространения и развития экзодинамических процессов (в зонах надвигов, запрокинутых складок, имеется повышенная возможность формирования блоковых оползней, обвалов); 4) детальное изучение сейсмоструктурной активности региона позволяет дать прогнозную характеристику места и размеров проявления ЭГП, но при этом землетрясения высокого энергетического класса сопровождаются набором различных процессов, порой не свойственных данной территории.

Литература

1. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. – М.: Наука, 1966, 231 с.
2. Лапердин В.К., Алтухов Е.Н. Сейсмоструктурные предпосылки прогноза экзодинамических процессов на юге Сибири //Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири (тезисы докладов). – Иркутск, 1988, с. 59-60.
3. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и инженерная сейсмология. – Новосибирск: Наука, 1985, 201 с.
4. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. /Ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1977, 304 с.

ДЕЙСТВИТЕЛЬНО ЛИ ГРЯДЕТ ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И ПРИРОДНЫЕ КАТАКЛИЗМЫ? СООТНОШЕНИЕ ПРИРОДНЫХ АНОМАЛИЙ, ВОЗНИКАВШИХ В СИБИРИ – 250-ЛЕТНЯЯ ХРОНОЛОГИЯ

Левы К.Г., Задонина Н.В.***

**Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

***Иркутский государственный технический университет, Иркутск*

Прогноз тех или иных природных опасностей сопряжен с рядом объективных трудностей. Так при знакомстве с известным зарубежным периодическим изданием “Munich Re”, приводящим ежегодную статистику о социально-экономических потерях и человеческих жертвах в результате реализации тех или иных природных опасностей за последние более двух десятков лет, выясняется, что количество потерь от тех или иных природных опасностей меняется год от года, но уловить сколько-нибудь закономерную периодичность не удастся. Поясним сказанное. Например, если в каком-то случайно выбранном году максимальные потери последовали от наводнений, то в

следующем – примерно те же потери могут быть, например, от вулканических извержений или землетрясений и т.д. и т.п. Длины рядов подобных статистических данных оказываются недостаточными для выявления устойчивых закономерностей и, следовательно, возможного прогноза реализаций природных “катастроф”. Все это осложняется и тем, что баланс энергии, расходуемой Землей на реализацию процессов, часто приводящих к катастрофическим последствиям, из года в год сохраняется почти неизменным. Например, суммарные годовые теплотери Земли в результате реализации кондуктивного потока тепла из недр гидротермальной и вулканической деятельности, составляют 10^{26} - 10^{27} эрг; суммарная энергия, выделяющаяся в результате землетрясений, составляет 10^{26} - 10^{27} эрг; суммарная энергия турбулентности атмосферы 10^{25} - 10^{26} эрг; суммарная энергия, выделяющаяся при штормовой деятельности на морях и океанах, составляет 10^{26} - 10^{27} эрг; наконец, суммарная энергия биосферных процессов соизмерима с предыдущими [1].

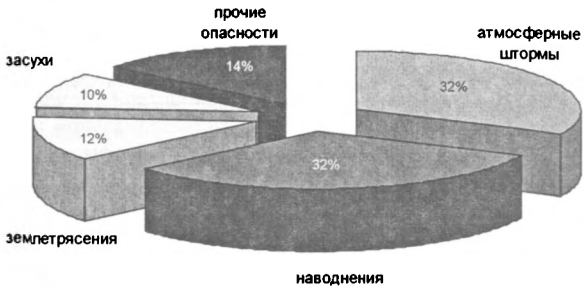
Таким образом, на фоне достаточно устойчивых ежегодных энергопотерь Земли реализация тех или иных страховых событий ежегодно меняется, следовательно, от года к году баланс энергии, выделяемой природными процессами, достигается путем их ежегодной взаимозамены, но в какой последовательности - нам пока неизвестно.

Журнал «Управление риском» в № 3 за 2003 г. приводит статью академика В.И.Осипова [2], в которой рассматриваются глобальные тенденции возникновения природных и природно-техногенных катастроф за *35 лет* по мировой статистике и за *12 лет* по России. Эти данные также корреспондируют с выше сказанным. Отмечается, что за эти периоды времени ситуация с возникновением природных экстремальных ситуаций усугубляется по причине роста населения Земли, урбанизации территорий и, в свою очередь, деградации природной среды и глобального потепления климата. Однако, на наш взгляд, продолжительности приведенных выше сроков недостаточно для получения сколько-нибудь устойчивых выводов, поскольку природная ситуация может стремительно меняться иногда на коротких отрезках времени. Мировая статистика по данным, заимствованным у названного автора (рис. 1), свидетельствует лишь о сложившихся последнее время тенденциях, аналогично выглядит и статистика для России за прошедшие *12 лет* (рис. 2). Поэтому ниже мы рассмотрим особенности распределения по времени природных опасностей в Сибири за последние *250 лет*.

В основу анализа положены материалы, заимствованные из [3]. Перечень основных природных опасностей для Сибири – на всем пространстве России от Уральских гор до Тихого океана - включает в себя (по мере распространенности) - землетрясения, засухи, лесные пожары, вулканические извержения, наводнения, атмосферные штормы, сход селевых потоков+обвалы в горах+сход снежных лавин, эпидемии. В исторических хрониках примерно с *1750 г.* и до наших дней содержалось *5275* сообщений об упомянутых природных аномалиях. Процентное соотношение между возникшими стихийными бедствиями в Сибири выглядит следующим образом - землетрясения - *42.7%*; засухи - *14.1%*; лесные пожары - *10.1%*; вулканические извержения - *9.8%*; наводнения - *8.1%*; атмосферные штормы - *7.7%*; сели+обвалы+лавины - *4.3%*; эпидемии - *3.2%* (рис. 3). Во всем массиве данных наблюдается нарастание числа сообщений об аномальных явлениях из прошлого к настоящему времени. Однако это не говорит о реальном ухудшении природной обстановки, а является эффектом иного порядка, связанным с особенностями исторической хронографии.

В действительности же на временных рядах наблюдаются умеренные всплески активизации природных процессов, носящие квазипериодичный или периодичный характер. При сравнении совокупности природных опасностей с вариациями солнечной активности обнаруживаются характерные периоды *11, 25, 35 лет*. Однако для отдельно

Рис. 1



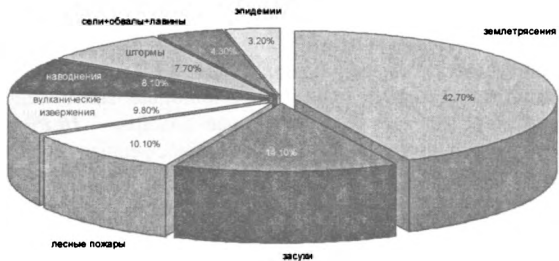
Мировая статистика природных опасностей (Осипов, 2003) с 1965 по 2001 г.

Рис. 2



Статистика возникавших природных опасностей на территории России (Осипов, 2003) с 1990 по 2002

Рис. 3



общее число сообщений о природных аномалиях в Сибири - 5274

взятых природных аномалий выделяются периоды с несколько отличающимися продолжительностями:

– осязаемые землетрясения в Байкало-Монгольском регионе происходят с периодами *10, 15, 20-25, 40- 55, 95-100 лет*, тогда как вариации объема выделившейся сейсмической энергии характеризуются гармониками *20, 45, 70, 90 и 120-летние* периоды. Наиболее сейсмоактивными периодами времени здесь были *1771-1772, 1786, 1798, 1804, 1814, 1824, 1829, 1856-1871, 1881-1884, 1903-1905, 1923-1931, 1957-1961, 1967-1975 гг.*

– осязаемые землетрясения в Курило-Камчатском регионе происходят с периодичностью *10, 15, 30, 45-50 и 140 лет*, а наиболее сейсмоактивными, судя по числу сообщений из прошлого в этом регионе были *1737-1742, 1792, 1810, 1825, 1843, 1860, 1904, 1918, 1952, 1958, 1964, 1971, 1977, 1983, 1992-1994 гг.*

– статистический анализ изменения по времени числа сообщений о засухах показывает, что для них характерны гармоника продолжительностью *10, 15, 20-25 и 65 лет*, а наиболее засушливыми были *1632-1637, 1690-1697, 1719-1735, 1746-1761, 1782-1804, 1815-1821, 1827, 1837-1842, 1850-1853, 1861-1874, 1883-1890, 1913-1921, 1935-1941, 1946-1947, 1968-1973, 1999-2001 гг.*

– периодичность проявления штормовых погод с продолжительностями: *110-100, 80, 30-25 и 15-10 лет*, а максимумы проявления штормовых погод в Сибири падают на *1750, 1801, 1829, 1869, 1890, 1922 и 2002 гг.*

– анализ наводнений на р. Ангаре показывает наличие устойчивой гармоника продолжительностью *10 лет*, хотя временами она обращается в *15-летнюю*. Кроме того, присутствуют менее устойчивые гармоника *55 и 75 лет*, а самой продолжительной является гармоника *185 лет*, а максимальное число наводнений в Сибири имело место быть в *1635, 1667, 1752-1756, 1853, 1865-1871, 1887, 1896, 1907, 1915-1928, 1954, 1972-1974, 1986, 1997 и 2001-2002 гг.*

Эти ряды можно было бы продолжить, но важно иное. Годы, когда наблюдались активизации тех или иных процессов не всегда совпадают, а чаще просто не совпадают. В длинном *250-летнем* временном ряду все процессы испытывают флуктуации, но ярко выраженной тенденции к ухудшению природной ситуации в Сибири не просматривается. Вероятнее всего, что в настоящее время мы переживаем относительно краткосрочное событие, которое может продлиться несколько десятков лет и все процессы вновь перейдут в состояние ремиссии. Полагаем, что угрожающие сведения о глобальном потеплении, разносимые средствами массовой информации, преждевременны и Сибирской статистикой не подтверждаются.

Литература

1. Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., Воронин В.И., Глызин А.В., Куснер Ю.С. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. -182 с.
2. Осипов В.И. Природные катастрофы как глобальные и национальные угрозы // Управление риском. –2003. -№ 3. – С. 2-13.
3. Леви К.Г. и др. “Современная геодинамика и гелиогеодинамика” Книга II.– Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. -383 с.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЛИТЫ-ПОТОКИ В СТРУКТУРЕ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ЕРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА

М.Г. Леонов, Н.М. Кунина**, В.Я. Гольтвегер***

** Москва, Геологический институт РАН*

***Москва, ФГУНПП «Аэрогеология»*

Обычно по умолчанию принимается, что консолидированная кора отдельных континентальных плит (блоков, террейнов) и континентов в целом представляет собой

относительно жесткую субстанцию, в которой проявлены главным образом хрупкие деформации и изгибы поверхности большого радиуса кривизны, а все сколько-нибудь значимые структурообразующие процессы протекают лишь на границах плит (террейнов, континентов). Однако исследования последних лет показали [3], что это далеко не так, в связи с чем в докладе рассмотрены три вопроса, имеющие первостепенное значение для понимания механизма формирования современной структуры мегаконтинента Евразии. 1) Возможна ли в принципе объемная (3D) деформация тектонического течения в консолидированном слое земной коры и каковы механизмы ее обеспечивающие? 2) Насколько существенна роль 3D деформации при формировании крупных структур земной коры и литосферы? 3) Может ли быть рассмотрена структура Евразийского континента с позиции парадигмы масштабного 3D тектонического течения и существования квазипластичных «плит-потоков»? На все три вопроса мы отвечаем утвердительно.

1) Кристаллические массы фундамента континентальных плит и подвижных поясов обладают 3D подвижностью, связанной с реидной (от «рео» - течь) деформацией [3]. Выявлены механизмы структурно-вещественной перестройки, обеспечивающие объемное течение. Это: пластическая деформация, хрупкая доменно-блоковая и доменно-кливажная деформация, катаклаз, меланжирование, динамическая рекристаллизация, течение гранулированных сред. Данные механизмы проявляются на всех глубинных уровнях консолидированной коры и могут быть реализованы также в режиме «холодной» деформации (в условиях верхнекорового слоя).

2) Одним из следствий феномена 3D подвижности является возникновение в пределах консолидированной коры латеральных тектонических потоков (2, 3, 5). «Вмороженные» в земную кору, они формируют своеобразные структурные элементы - «плиты-потоки». «Плита-поток» - пространственно ограниченное горизонтально плоскостное геологическое тело, обладающее признаками (см. ниже) объемной (3D) реидной деформации горных масс. Рассмотрим региональные примеры.

Сугутский массив (Южный Тянь-Шань). Массив (5x30 км) образует ядро Восточно-Алайской сигмоиды, сложен метаморфическими породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и формирует сложную синформу с субвертикальными бортами. Структурный рисунок, тип, ориентировка и замеры величин деформации, особенности проявления метаморфизма, взаимоотношение массива с окружающими образованиями - все эти признаки позволяют трактовать массив как массу пород, обладающую внутренней подвижностью и выдавленную в центральную часть Восточно-Алайской сигмоиды. Латеральное нагнетание кристаллических масс есть результат общего сжатия и компенсационного продольного течения. Оформление структуры произошло в конце палеозоя и продолжается на новейшем этапе. Формирование протрузии связано с верхнекоровым структурным уровнем. *Карельский массив (Балтийский щит).* Это крупный (500x1000 км) тектонический элемент, сложенный архейскими гранито-гнейсами и гранит-зеленокаменными породами и нижнепротерозойским вулканогенно-осадочным чехлом. Структура массива свидетельствует о перманентном (от раннего протерозоя до наших дней) латеральном объеме течения со сдвигово-надвиговой кинематикой при чередовании режимов транспрессии и транстенсии, что фиксируется наличием характерных структурных парагенезов и соответствующих им кинематических обстановок. Движение осуществляется на уровне верхне- и нижнекорового слоев; по косвенным данным можно предполагать участие в горизонтальном тчении и астеносферной мантии. *Пояс Лимпопо (Южная Африка).* Пояс представляет собой [8] вытянутую в ЮЮЗ-ССВ направлении структуру размером 130x450 км, разделяющую Зимбабвийский и Каапваальский кратоны. Пояс сложен высоко метаморфизованными породами архея,

которые перекрыты протерозойским протоплатформенным чехлом, и имеет - подковообразный внутренний структурный рисунок. Он обрамлен зонами вязко-пластического течения и гранулитового метаморфизма. Структура массива, характер его ограничений, особенности проявления метаморфизма показывают, что массив - это гигантская кристаллическая плита-поток, внедрившаяся между двумя кратонами. Формирование его структурного плана растянуто от 2,6-2,7 до 2,65-2,46 Ga с ремобилизацией на отметке 2,0 Ga. Движение осуществляется в пределах всей коры и, по-видимому, подкоровой астеносферы. *Другие примеры.* Структуры, отражающие латеральные потоки горных масс, известны и в других регионах мира [2, 3 и др.]: массив Шварцвальд (Европа), пояс Хитака (Япония), Вредефортская структура (Южная Африка), Южно-Анатолийская дуга (Турция) и ряд других структур Альпийского пояса. Они установлены по геофизическим данным в Кольско-Мезенском регионе и в Тимано-Печерской провинции [1], в некоторых других регионах. Структуры этого типа характерны и для океанической литосферы (Карибский регион и район моря Скоша).

Для структуры плит-потоков и проявления в их пределах тектоно-деформационного процесса характерны следующие особенности. (А) Специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их *объемное сдвиговое течение*. В парагенезе входят: зоны сплющивания и нагнетания; линейные зоны осепродольного течения; зоны субгоризонтального течения и срывов; зоны диссипативного сдвигового течения; зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс. Первые три категории - это зоны концентрированных деформаций, которые определяют разноранговую внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая синформная чешуйчато-покровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; развитые по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие ~~поперечных складок~~ складок. (Б) Наличие краевых зон вязко-пластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы. (В) Высокоградиентный метаморфизм в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма. (Г) Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс. (Д) Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания). Натурные наблюдения подтверждены физическим моделированием [4].

3) Анализ литературных данных и специально проведенные исследования показывают: формирование горизонтальных «плит-потоков» - это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. Своим существованием они отражают реальную (зафиксированную в структуре коры) внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя континентов. Их формирование связано с возникновением реологически ослабленных объемов с пониженной вязкостью. Подвижность может возникать в режимах «холодной» деформации, относительного прогресса, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления и определяется степенью связности пород. Потеря связности обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки пород (см. выше), и все они приводят к возникновению среды с пониженной вязкостью. Последнее обстоятельство играет решающую роль при формировании «плит-потоков». Направление, характер и интенсивность перемещения вещества в процессе эволюции

плит-потоков в коровом слое связаны с формой проявления конвективных (адвективных) токов в астеносфере и подлитосферной мантии.

Все сказанное послужило поводом для рассмотрения тектонической структуры Евразии с новых позиций – с позиций 3D тектонической подвижности горных масс. На основании геологического изучения ряда ключевых районов, анализа опубликованных и фондовых материалов, дешифрирования аэро- и космоснимков, составлены макеты структурно-кинематических карт территории СНГ (масштаб 1:5000000) и Евразии (масштаб 1:25000000). Карты отражают суммарный эффект морфоструктурной эволюции мегаконтинента и взаимодействие: а) геомасс с консолидированной корой (квазипластичных литосферных плит - молодых и древних платформ, перемещающихся en bloc), б) внутриплитных тектонических потоков, в) межплитных тектонических потоков (геомасс с отсутствующим или формирующимся консолидированным слоем – подвижных поясов). Формирование современной морфоструктуры и структурно-кинематического рисунка Евразии обусловлено интерференцией полей напряжений, связанных, в частности, с раскрытием Атлантического, Северного Ледовитого и Тихого океанов, с латеральным дрефом континентальных масс Южно-Китайской, Индийской, Африкано-Аравийской платформ, а также с действием внутриплитных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5 и № 8 и Научной школы № 1982.2003.5.

Литература

1. Костюченко С.Л. Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка. Автореф. дисс. М.: 1997. 57 с.
2. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный Мир, 1997. 313 с.
3. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91-154.
4. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ, 1997. С. 219-258.
5. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. 159 с.

НЕКОТОРЫЕ СИНЕРГЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Ф.А. Летников

г. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, let@crust.irkutsk.su

С позиций синергетики планета Земля является нелинейной открытой динамической самоорганизующейся системой, в которой глобальные процессы самоорганизации необратимо развиваются вот уже в течение более 4 млрд. лет [1]. Результатом такого самоорганизующегося процесса, который свершается главным образом за счет внутренней энергии планеты, является разделение ее на две различающиеся по составу оболочки: кислородная – мантия до глубины 2900 км, континентальная и океаническая коры, гидросфера и атмосфера. Следует заметить, что субуго локально в кислородной сфере Земли возникают, функционируют и со временем исчезают бескислородные (вернее с минимальными содержаниями кислорода подсистемы) – скопления сульфидов, нефтей, углеводородных газов и т.д. Что касается горных пород, то они на 70-80% по объему состоят из кислорода. Жидкое и твердое

ядро Земли по геофизическим данным построено на базе безкислородных соединений железа, в котором растворено огромное количество водорода, углерода, серы и других газов. По аналогии с железными метеоритами вещество ядра должно содержать значительные количества никеля [2]. Поскольку плотность Fe даже при давлениях около 1 млн. бар не превышает 8 г/см³, а плотность железного ядра более 9.2 г/см³ [3], то подобное “утяжеление” возможно происходит за счет накопления в металлическом жидком и твердом ядре металлов, стоящих в периодической системе за Fe и имевших больший, чем у Fe удельный вес. Если это предположение верно, то отсюда могут следовать важные металлогенические следствия, ибо в этом случае земное ядро становится источником глубинных рудообразующих газовых систем в составе плюмов, которые могут переносить в верхние горизонты литосферы, в том числе и в земную кору, широкий спектр металлов – Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Y и TR, Zr, Nb, Mo, Pd, Ag, Cd, Sn, Sb, Ta, W, Pt, Os, Ir, Au и др. Соответственно в твердой кислородной оболочке (мантия и кора) в ходе самоорганизующегося общепланетарного процесса преимущественно концентрировались элементы с большим сродством к кислороду, но в основном с плотностью ниже чем у Fe, это Li, Be, Na, Mg, Ca, Al, Si, P, Ti, V, Th, U, Cr, Mn, K, B, C. Сюда же с определенной долей условности можно отнести и другие элементы с большим сродством к кислороду: Sr, Ba, Zr, Nb, Ta, Y и TR, Th и U. У последней группы элементов при их распределении по двум выделенным зонам Земли преобладающее концентрирование будет происходить при реализации двух конкурирующих тенденций: большое сродство к кислороду должно обусловить первичное преимущественное концентрирование их в кислородной матрице мантии, а значительная плотность – накопление в металлическом жидком ядре. Эта модель в будущем требует более строгой термодинамической проверки с выходом на уравнивания состояния при T и P свойственных глубинным геосферам Земли. Такова в общем виде химическая модель Земли, которая возникла в ходе ее самоорганизации, когда каждая из выделенных сфер является носителем определенного энергетического потенциала реализуемого при тектонических процессах.

Прежде чем перейти к анализу тектонических процессов в верхних частях литосферы, доступных нашему наблюдению, необходимо подчеркнуть одну уникальную особенность геологического развития планеты Земля. С одной стороны она уже более 4 млрд. лет формируется по законам самоорганизации и этот процесс необратим со временем. С другой стороны, как это было показано Ю.Н. Авсюком [4], наличие у Земли такого “весомого” спутника как Луна периодически создает ситуации, когда центр масс системы Солнце – Земля – Луна, расположенный в глубине Земли на расстоянии от центра Земли равным 0.8 земного радиуса, испытывает перемещение, создавая в верхней части мантии и земной коре тектонические напряжения общепланетарного характера. Иными словами, если рассматривать эту ситуацию опять же с позиций синергетики, то мы сталкиваемся со случаем, когда на самоорганизующуюся гиперсистему, каковой является планета Земля, накладываются внешние гравитационные силы порожденные взаимодействием триады Солнце – Земля – Луна. Уникальность такой ситуации очевидна, ибо если процессы самоорганизации реализуются за счет внутреннего энергетического потенциала самой Земли, то внешнее гравитационное воздействие свершается за счет энергетического источника, лежащего за пределами Земли. То есть, на самоорганизующуюся систему накладываются дискретные процессы организации, ибо в отличие от явлений самоорганизации процессы организации реализуются только при приложении сил извне. Таким образом мы приходим к достаточно очевидному выводу: необратимый характер развития планеты Земля, включающий весь спектр геологических процессов, определяется ее внутренним энергетическим потенциалом, когда нелинейность диссипации энергии из

недр (ядра) планеты подчеркивалась многими исследователями [1, 3, 4]. Если опираться на аргументацию Ю.Н. Авсюка [4], то причиной такой нелинейности диссипации внутренней энергии Земли как раз и являются внешние периодические воздействия. Поскольку именно эти два энергетических источника, внутренний и внешний, обуславливают весь спектр процессов тектонического характера; включая перемещение литосферных плит, террейнов, процессы метаморфизма, магматизма и т.д., то насущной задачей глобального тектонического анализа является выявление вклада каждого из них в изучаемое явление. Трудность решения данной задачи осложняется еще и тем, что во всякой самоорганизующейся системе реализуются во времени два процесса: переход системы из одного стационарного состояния в другое, которое может занимать значительные временные интервалы (тем более в геологическом масштабе времени) и энергетические флуктуации внутри каждого стационарного состояния.

В иерархической соподчиненности геологических ансамблей, начиная от литосферных плит и заканчивая структурно-вещественными комплексами внутриплитного характера, на первое место выходит проблема оценки энергетической мощности каждого изучаемого природного явления. Именно такой подход позволил в первом приближении разложить все тектонические процессы в порядке уменьшения их энергетического потенциала. Среди них особое место занимают пассивные мегасистемы, характеризующиеся изначально различным энергетическим потенциалом. В таком случае граница раздела таких мегасистем будет характеризоваться особым напряженным тектоническим режимом. В качестве примера реализации такой ситуации можно рассматривать границу между океаническими и континентальными плитами, когда в определенной ситуации сейсмические границы между ними, так называемые поверхности Беньофа, является следствием давления “тяжелой” океанической плиты на более “легкую” континентальную [6]. Возникающие в таких обстановках напряжения могут передаваться в континентальной коре на значительные расстояния, на что в свое время обращал внимание Н.П. Кропоткин [7].

Убыль энергетического потенциала Земли более чем за 4 млрд. лет ее геологической истории отразилась на мощности эндогенных геологических процессов, обусловленных энергетическим потенциалом астеносферных слоев и даже жидкого ядра. Хотя на этом фоне мощность воздействия на литосферу пермо-триасового плюма [5] убедительно показала, что земное ядро все еще обладает громадным энергетическим потенциалом. Предложенный нами механизм генерации тепла в ядре и на его границах с мантией [6] отчасти может объяснить механизм монотонной диссипации тепловой энергии из недр планеты, но проблема зарождения и продвижения плюмов к поверхности Земли еще требует своего решения.

Решающее значение при оценке мощности тектонических процессов играет способность того или иного субстрата к поглощению и трансформации подводимой энергии, что, в итоге, выражается в формировании стереотипных структурно-вещественных ансамблей, форма проявления которых на разных Р-Т уровнях литосферы и составляет суть тектонического анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-64065) и Программы поддержки научных школ (грант № НШ – 767.2003.5).

Литература

1. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992, 232 с.
2. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981, 584 с.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 297 с.
4. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996, 188 с.

5. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии // Докл. РАН, 1997. Т. 354, № 2, с. 220-223.
6. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43, № 4, с 291-307.
7. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.Н. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника, 1987, № 1, с 3-24.

КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ (на примере Джидинской зоны)

Е.Ф. Летникова, С.В. Вещева***

*Новосибирск, Институт геологии СО РАН, eflight@uiggm.nsc.ru

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vsv4@mail.ru

Одной из проблем при палеогеодинамических реконструкциях в пределах складчатых областей является выделение осадочных комплексов океанических островов. Нередко на основе субъективных признаков к этому типу отложений относят осадочные толщи как чехлов составных микроконтинентов, так и задутовых бассейнов. Это является следствием отсутствия общей классификационной системы типоморфных признаков при выделении осадочных комплексов океанических островов, разработка которых возможна на эталонных объектах, одним из которых на наш взгляд является Джидинская зона.

Магматические породы Джидинской зоны относятся к венд-раннепалеозойским офиолитовым и островодужным комплексы, которые образуют серию тектонических покровов в пределах ЦАСП. Среди них выделены базальты срединно-океанических хребтов, субщелочные базальты океанических островов, известково-щелочные дифференцированные вулканы островных дуг, а также габбро и гипербазиты, сопоставимые с породами расслоенных комплексов [1]. Высокотитанистые субщелочные базальты (типа OIB) представлены трахибазальтами с подушечным и шаровым строением и по своим петрохимическим характеристикам типичны для внутриплитного океанического магматизма [2], продуктами которого сложены многие океанические острова (симаунты, гайоты). В Джидинской зоне субщелочные базальты всюду ассоциируют с раннекембрийскими археоциатовыми и водорослевыми известняками хасуртинской свиты.

В строении осадочной серии преобладающую роль играют известняки. Повсеместно встречаются прослои глубоководных кремнистых пород, карбонатно-глинистые сланцы и эффузивы основного состава. Характерной особенностью карбонатных отложений является значительная латеральная изменчивость, которая хорошо просматривается при резкой смене светлых органогенных известняков на черные битуминозные, нередко с пиритом, карбонатные отложения, при обязательном присутствии в разрезах кальцерудитов и калькаренитов, которые не образуют выдержанных горизонтов. Как бы вне всякой взаимосвязи с нормальноосадочными образованиями повсеместно отмечены достаточно мощные олистостромовые горизонты. Олистолиты представлены обломками карбонатных и кремнистых пород, вулканитов и базитов, матрикс - глинисто-кремнистый или глинисто-карбонатный. Однако, эти олистостромовые горизонты являются сингенетичными с мелководными карбонатными отложениями и указывают на существование резкого перепада в глубинах накопления и вулканической и тектонической деятельности в момент формирования этих осадков. Это не что иное, как подводные гравитационные брекчи.

В современных обстановках подобный набор литологических характеристик карбонатных пород и вмещающих магматических образований характерен для

океанических островов [3]. Это сходство было отмечено в работе В.Г. Беличенко с соавторами (1996), что позволило с литологических позиций считать карбонатные отложения Джидинской зоны типоморфными для осадков, накопившихся на вершинах океанических островов. Поэтому этот осадочный комплекс взят нами как эталонный при разработке общих критериев диагностики комплексов подобного типа среди осадочных серий в пределах Палеоазиатского океана.

В целях выделения широкого спектра признаков характерных для карбонатных комплексов океанических островов нами были проведены их геохимические исследования. В отличие от шельфовых и задуговых карбонатных комплексов здесь наиболее химически чистые карбонатные отложения (н.о. не более 1%) накапливались на вулканических островах в мелководной зоне, а породы с содержанием эдафогенной примеси до 15% в более глубоководной. То есть основным источником сноса являлись породы океанического дна и вулканических построек, которые практически не влияли на состав нерастворимого остатка карбонатных пород мелководья. Эта особенность в распределении терригенной примеси в карбонатных отложениях океанических островов существенно отличает их от других прибрежно-морских отложений, характерной особенностью которых является обогащение мелководных разностей обломочным материалом и уменьшением его количества с глубиной.

Мелководные отложения по своим литологическим и геохимическим характеристикам схожи с шельфовыми субплатформенными комплексами [5] и содержат минимальное количество редких и рассеянных элементов. Несмотря на то, что эти отложения представлены известковыми разностями, для мелководных частей разреза отмечаются очень низкие содержания Sr, столь характерные для рифогенных образований [6]. С другой стороны, для мелководных карбонатных отложений океанических островов отмечены очень высокие содержания Ba (до 2%). Вторичных барийносных прожилок для этих отложений не отмечено, поэтому аномально высокие содержания Ba имеют синседиментационную природу и его осаждение происходило в мелководных лагунах на вершинах подводных гор. Барий в породе образует собственный минерал – барит. Как известно, в современных металлоносных осадках (МО) океанов барит является главным носителем бария, который поступает в воды океана при разгрузке низкотемпературных гидротерм на удалении от осевых зон срединно-океанических хребтов, совместно с Fe и Mn [7]. Эти три элемента в окислительных условиях нерастворимы в морской воде и поэтому достаточно быстро осаждаются и накапливаются в осадке. Fe²⁺ окисляется при более низких значениях Eh, чем Mn²⁺, поэтому железо осаждается в непосредственной близости от источника, а марганец и далее барий – на удалении от него [8]. Так же отмечено, что на осаждение Ba во многом влияют биологические процессы и его осаждение, нередко, происходит отдельно от двух вышеперечисленных элементов [7]. Именно с этой позиции нами и объясняется поступление с низкотемпературными рудоносными гидротермами и дальнейшее осаждение этого элемента, в дистальных частях СОХ на удалении от источника поступления, казалось бы вне связи с другими элементами МО.

Переходные и глубоководные типы отложений соответствуют склоновой части подводных гор, где значительную роль в их формировании играли подводные гидротермы и обломочный материал, образующийся в результате эрозионного или тектонического разрушения вулканических построек. Для глубоководных отложений в пределах вулканических островов, содержащих достаточное количество терригенного и эдафогенного обломочного материала, характерны вышесланные содержания Ti, Zr, Mn, Ba и нижесланные Sr. Возможно, сопоставлять глубоководные отложения этого типа, содержащие более 15% терригенной примеси с практически чистыми (1-5%

примеси) карбонатными отложениями не совсем корректно. Однако, они являются индикаторными для данного геодинамического типа обстановки накопления.

Изучение элементов-примесей в карбонатных отложениях Джидинской зоны позволило восстановить их питающие провинции, представленные породами основной специализации нормальной (V, Cu, Zn) и повышенной щелочности (Sc, Y, Nb), и, в меньшей мере, ультраосновой (Cr, Ni, Co) специализации.

Отличительной чертой мелководных карбонатных отложений океанических островов Джидинской зоны является плоский тип распределения РЗЭ, слабовыраженный Eu-максимум ($Eu/Eu^* = 1.105$). В то время как для других мелководных карбонатных образований типичен слабонаклонный тренд распределения с легким обогащением LREE относительно HREE и отрицательная европиевая аномалия или ее отсутствие [9]. Отношение LREE/HREE для осадков океанических островов имеет значения менее 2.

Итак, на основе геологических, литологических и геохимических особенностей карбонатных отложений океанических островов можно выделить следующие критерии диагностики этих отложений в пределах древних океанов:

1. Подстилающие вулканические породы представлены базальтами типа OIB и присутствие в близком контакте ультраосновных пород.

2. Контрастность обстановок седиментогенеза – мелководные хемоорганогенные карбонатные и глубоководные кремнистые отложения.

3. Непременное присутствие олистостромовых горизонтов у подножия вулканических островов. Олистолиты представлены обломками карбонатных и кремнистых пород и вулканитами.

4. Два четких литолого-геохимических типа карбонатных отложений – мелководные и переходно-глубоководные.

5. Для мелководного типа карбонатных отложений характерны превышающие на несколько порядков кларк содержания Ba, очень низкие содержания Sr, плоский тип кривой распределения РЗЭ и слабовыраженный Eu-максимум. В остальном аналогичные литолого-геохимические характеристики с мелководными отложениями субплатформенного типа.

6. Тип переходно-глубоководных карбонатных отложений соответствует склоновой части подводных гор и имеет вышекларковые содержания всех рассмотренных элементов.

7. Значения LREE/HREE отношения для карбонатных отложений океанических островов менее 2.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 03-05-65030.

Литература

1. Альхамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртоого О., Томурхуу Д. Джидинская зона-фрагмент палеоазиатского океана //Геотектоника, 1996, №4, с. 25-42.
2. Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офiolитовых и островодужных комплексов джидинской зоны каледонид в структурах палеоазиатского океана по палеомагнитным данным. // Доклады академии наук, 2001, том 379, №4, с. 1-6.
3. Tectonics of sedimentary basins / compiled by Cathy J. Busby, Raymond V. Ingersoll. 1995, 551 p.
4. Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Летникова Е.Ф., Карбонатные породы островодужных серий венда-кембрия джидинской зоны (Восточная Сибирь). // Докл. РАН, 1996, том 348, №1, с. 78-80.
5. Летникова Е.Ф. Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях. //Доклады РАН. 2002. Т.385. №5. С. 672-676
6. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. 1981. 276 с.
7. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки мирового океана. 1998. 337 с.
8. Мейнард Д. Геохимия осадочных рудных месторождений. 1985. 357 с.
9. Летникова Е.Ф. Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических обстановок (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы. //ДАН. 2003.т. 393. №2

УСЛОВИЯ СУБДУКЦИИ В РЕЛИКТОВЫХ БАССЕЙНАХ КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА

М.Г. Ломизе

Москва, Геологический факультет МГУ, lomize@dynamo.geol.msu.ru

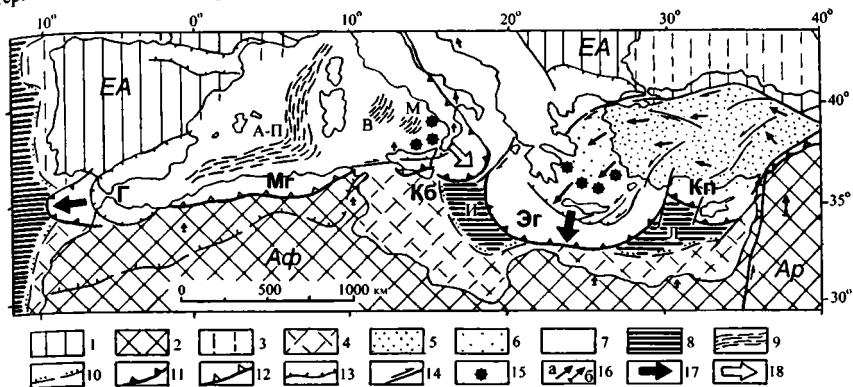
Субдукция в реликтовых океанических бассейнах, оказавшихся между выступами континентальных единиц при их столкновении, продолжается (и завершается) в обстановке коллизионного пояса, при резко изменившихся геодинамических условиях. Это находит отражение в конфигурации и строении таких зон субдукции, в особенностях магматизма и метаморфизма. Уникальную возможность изучения подобных соотношений дает современная и позднекайнозойская тектоника межконтинентального Средиземноморского складчатого пояса, где субдукция все еще активна в Эгейской (Эллинской), Калабрийской и Гибралтарской зонах (см. рисунок). Соответствующая геодинамическая модель ("land-locked basins model"), предложенная К.Ле-Пишоном более двух десятилетий назад [5], получает новое развитие на основе большого геолого-геофизического материала последних лет.

Особые условия субдукции определились после того, как в конце эоцена началась межконтинентальная коллизия, отделившая от океанического Тетиса область к западу от Аравийского выступа. Как следствие коллизии, уже в олигоцене произошло торможение северного дрефта Африканской плиты, поддерживавшего субдукционное сокращение океана Тетис. Благодаря достаточной зрелости его литосферы, кинематика зон субдукции и прежде включала гравитационное погружение слэбов с откатом их шарнира. С началом коллизии, когда скорость пододвигающейся плиты оказалась намного ниже скорости встречного гравитационного отката, последний стал главным компонентом субдукции. Он получил прямое выражение в обособлении и ускоренном поступательном перемещении островных дуг при быстром раскрытии их задуговых бассейнов [2, 4, 6].

Условия субдукции в восточной и западной частях Средиземноморья, по разные стороны от Адриатического микроконтинента, существенно различались. На востоке Эгейская и Кипрская зоны субдукции развивались в обстановке непосредственного и контрастного соседства с Аравийским синтаксисом складчатого пояса, откуда происходило отжимание и продольное перемещение горных масс. Их пластичное течение на стадии мягкой коллизии (поздний эоцен – средний миоцен) сопровождалось формированием крупных ороклинальных изгибов и подчиненных им горизонтальных складок, таких, как «изгиб Испарты» и Анкарская сигмоида. На стадии жесткой коллизии (поздний миоцен – квартал), когда консолидировалась Эгейско-Анатолийская плита, смещения стали преимущественно разломными, по системе сдвигов и по сбросам (см. векторы GPS на рисунке). Перемещение горных масс от Аравийского индентора определило специфику развития субдукции. Несмотря на то, что суммарный откат Эгейской островной дуги превысил 500 км, он не сопровождался задуговым спредингом: под всем Эгейским бассейном сохранилась континентальная кора, а ее мощность уменьшилась (в том числе путем растяжения по пологим вязким сбросам) всего лишь до 25-30 км, и только под некоторыми впадинами до 15-20 км. Эти парадоксальные соотношения находят объяснение в коллизионной компенсации, в боковом сжатии выгибающейся островной дуги, что сокращало задуговое пространство уже по мере его раскрытия [2]. Происходил быстрый встречный разворот крыльев островной дуги (документированный палеомагнитными данными), а сближение крыльев дуги превысило 250 км.

Еще одна особенность развития – глубокая тектоно-метаморфическая переработка

континентальной коры над зоной субдукции в преддуговой области. Продукты этих преобразований эксгумированы в Аттико-Кикладских и Мендересском массивах Эгейской зоны, а также над Кипрской зоной субдукции в массиве Нидэ. Характерен региональный метаморфизм типа Барроу, происходивший в фундаменте своеобразных преддуговых бассейнов при высоких температурах (380-700°) - средних давлениях. Его кульминацией было частичное плавление пород с формированием мигматитов, а затем син- и постметаморфических интрузий, представленных S-гранитоидами. Наиболее вероятная причина прогресса и переработки коры – подъем астеносферного вещества над отстающим слэбом, вызванный началом его активного отката. Метаморфизм и деформации датированы ранним-средним миоценом и укладываются в рамки термального события продолжительностью около 15 млн. лет.



Специфика структурного положения и конфигурации субдукционных систем в Средиземноморском коллизионном поясе. Зоны субдукции: Г- Гибралтарская, Кб- Калабрийская, Эг- Эгейская (Эллинская), Кп- Кипрская. Литосферные плиты: EA- Евразийская, Аф- Африканская, Ар- Аравийская.

1, 2- континентальные обрамления альпийского складчатого пояса: евразийское (1) и африкано-аравийское (2); 3, 4- то же под современными морями; 5-7- складчатый пояс, в том числе комплексы Эгейско-Анатолийской плиты на суше (5) и под морем (6); 8- реликтовые бассейны на океанической коре мезозойского Тетиса (И- Ионический, Л- Левантинский); 9- новообразованная океаническая кора под кайнозойскими бассейнами: Алжиро-Прованским (А-П), Вавилова (В) и Марсили (М); 10- пассивные континентальные окраины Тетиса; 11-12- зоны субдукции: активные (11) и завершившие свое развитие (12), Мг- Магрибский фрагмент Западно-Средиземноморской палеозоны субдукции; 13- надвиги; 14- сдвиги; 15- активный субдукционный вулканизм; 16- горизонтальные движения относительно Евразии согласно GPS (а) и NUVEL1 (б), масштабом служит вектор на Аравийской плите (2,5 см/год); 17-18- откат зон субдукции: продолжающийся (17) и прекратившийся (18).

Иначе шло развитие Западно-Средиземноморской зоны субдукции, также сопровождавшееся обособлением и быстрым откатом островной дуги. Задуговое раскрытие происходило там без коллизионной компенсации - как посредством растяжения континентальной коры, так и путем спрединга океанической коры, подстилающей самые глубокие бассейны: Алжиро-Прованский, Вавилова и Марсили [1]. После столкновения островной дуги с Адриатическим микроконтинентом и с Магрибской окраиной Африки, продолжали развитие только Калабрийский и Гибралтарский отрезки зоны субдукции, которые изогнулись в самостоятельные дуги [3, 6]. К настоящему времени продвижение Калабрийской дуги уже приостановилось, судя по данным GPS она вовлечена в медленные северные перемещения африканского форланда [7]; с учетом данных сейсмической томографии предполагается отрыв ее

слэба [8].

Все рассматриваемые зоны субдукции зажаты в тесном пространстве реликтовых океанических бассейнов коллизионного пояса. Свойственное им быстрое перемещение вело к столкновению с границами этих бассейнов и искажению первоначальной формы островных дуг. Эта форма изменялась и под давлением горных масс, перемещающихся от индентов. Ограниченность пространства определяет и неизбежность отмирания таких зон субдукции: Кипрская и Калабрийская зоны уже теряют свою активность, Эгейская приближается к Киренаикскому выступу африканской окраины и только Гибралтарская, выходя в пределы Атлантики, может продолжить свое развитие уже в новом качестве.

Работа выполнена при поддержке грантом 03-05-64368 Российского фонда фундаментальных исследований.

Литература

1. Лимонов А.Ф. Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время // Автореф. дис. . . . докт. геол.-минер. наук. М., 1999. 51 с.
2. Ломизе М.Г. Субдукция в реликтовом бассейне складчатого пояса: эволюция Эгейской островной дуги // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 5, с. 657-661
3. Gutscher M.-A., Malod J., Rehault J.-P. et al. Evidence for active subduction beneath Gibraltar // *Geology*. 2002. V. 30, № 12, p. 1071-1074
4. Jolivet L., Faccenna C. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision // *Tectonics*. 2000. V. 19, № 6, p. 1095-1106
5. Le Pichon X. Land-locked oceanic basins and continental collision: the eastern Mediterranean as a case example // *Mountain building process*. Hsu K.J. (ed.). London, Academic press, 1982, p. 201-211
6. Lonergan L., White N. Origin of the Betic-Rif mountain belt // *Tectonics*. 1997. V.16, № 3, p. 504-522
7. Oldow J.S., Ferranti L., Lewis D.S. et al. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen // *Geology*. 2002. V. 30, № 9, p. 779-782
8. Wortel M.J.R., Spakman W. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region // *Science*. 2000. V. 290, № 5498, p. 1910-1917

НОВАЯ КАРТА РАЗЛОМНО-БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ ТУНКИНСКОЙ РИФТОВОЙ ВПАДИНЫ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ

О.В.Лунина, А.С.Гладков

Иркутск, Институт земной коры, lounina@crust.irk.ru

Геодинамические режимы разных эпох накладывают определенный структурный отпечаток на ту или иную территорию. В свою очередь, геологи, зная закономерности тектонического строения элементов земной коры, расшифровывают особенности их геодинамического развития. В большинстве случаев, очевидно, что в разломной структуре и рельефе территорий наиболее проявлены черты предпоследнего или современного эволюционных этапов, игравших (играющих) значимую роль в тектонической истории того или иного региона. В данной работе представляются промежуточные результаты структурных и тектонофизических исследований в Тункинской рифтовой впадине (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) и демонстрируется новая карта ее разломно-блокового строения (рис. 1 А).

История картирования разломов в Тункинской рифтовой впадине и прилегающей территории ограничивается государственной геологической съемкой 1:200000 масштаба 70-х годов прошлого века и схемами активных разломов, составленными С.И. Шерманом с соавторами [1], К.Г. Леви [2] и Н.В. Лукиной [3], главным образом, на основании анализа рельефа. В большинстве других работ разломная структура Тункинского рифта показывается довольно схематично с главными дизъюнктивами,

ограничивающими борта впадины, разломами в окружающих хребтах и редкими разрывными нарушениями внутри бассейнов. В отличие от всех предыдущих построений нами при составлении новой карты разломно-блокового строения использованы в комплексе данные структурных наблюдений разломных зон и трещиноватости, линейментного анализа топографических карт, карты государственной геологической съемки и ряд других, в том числе упомянутых выше схем. На изученной территории за несколько полевых сезонов задокументировано 269 точек наблюдения, в том числе 64 из них выполнены в отложениях позднего кайнозоя. Эти полевые данные послужили главной основой для выделения новых и заверки ранее известных разломов, активных в кайнозое.

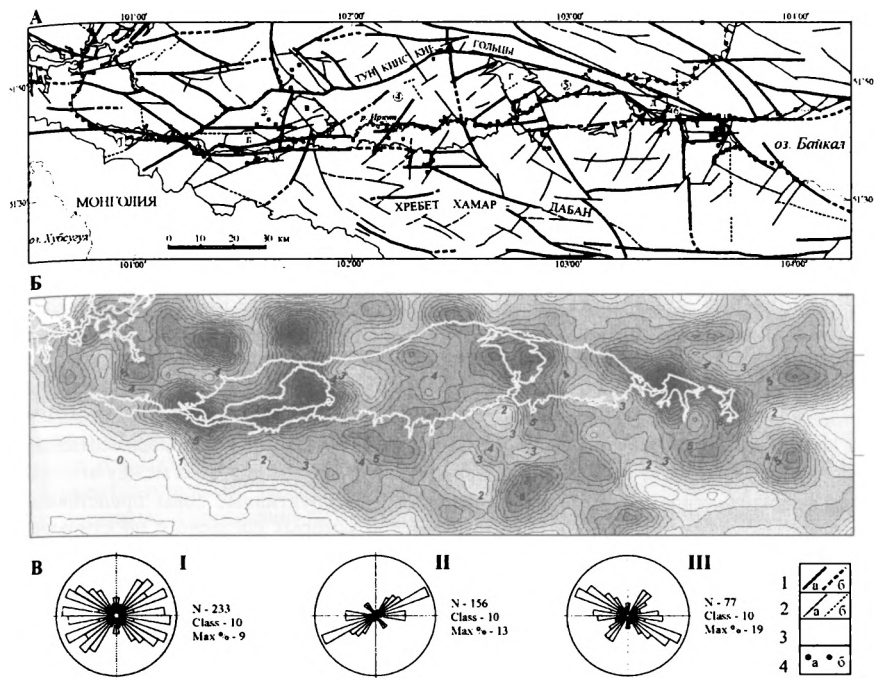


Рис. 1 А. Карта разломно-блокового строения Тункинской рифтовой впадины и прилегающей территории.

Изолированные локальные впадины: 1 – Мондинская, 2 – Хойтогольская, 3 – Туранская, 4 – Тункинская, 5 – Торская, 6 – Быстринская; межвпадинные перемычки: А – Харадабанская, Б – Туранская, В – Ниловская, Г – Еловская, Д – Зуркузунская.

Рис. 1 Б. Карта плотности разломов изученной площади.

Рис. 1 В. Розы-диаграммы простираения разломов: I – для всей изученной площади, II – для Тункинской рифтовой впадины, включая ограничивающие ее региональные разломы, III – за пределами Тункинской рифтовой впадины.

Условные обозначения: 1 – разломы: региональные - достоверные (а) и предполагаемые (б), 2 – локальные – достоверные (а) и предполагаемые (б); 3 – зоны повышенной дислоцированности пород; 4 – точки наблюдения в докайнозойских кристаллических породах (а) и позднекайнозойских осадочных отложениях (б).

Разломно-блоковое строение изученной территории определяется разломами четырех направлений: субширотного (80-100°), северо-восточного (30-70°), северо-

западного (290-330°) и субмеридионального (350-10°). Среди них субмеридиональные разломы наименее распространены. Остальные, как показывает общая роза-диаграмма (рис. 1 В-I) простирающихся разрывных нарушений, количественно распространены примерно одинаково. При более детальном анализе направлений разломов в пределах изученной площади намечается определенная закономерность. Внутри рифтовой впадины главную роль играют северо-восточные и субширотные разрывные нарушения (рис. 1 В-II). Третий незначительный максимум на розе-диаграмме отражает разломы северо-западного простирания, встречающиеся, главным образом, в межвпадинных перемычках. За пределами Тункинской рифтовой впадины северо-западные разломы приобретают основное значение, в то время как северо-восточные разрывы проявлены хуже (рис. 1 В-III). Последние чаще встречаются в хребте Хамар-Дабан и вблизи озера Байкал. Субширотные разломы за пределами впадины имеют почти такое же распространение, как и внутри нее. Таким образом, в разломно-блоковом строении территории отчетливо проявлена наложенность Тункинского рифта на более древнюю структуру, представляющую собой северо-западную ветвь Саяно-Байкальского складчатого пояса. При формировании Тункинского рифта наибольшее развитие получили дизъюнктивы субширотного и северо-восточного направления, большинство из которых образовывались в кайнозое на этапе рифтогенеза.

Другую особенность в распределении разрывных нарушений показывает карта плотности разломов (рис. 1 Б), построенная с помощью круглой скользящей ячейки с размером окна равным 1% от изучаемой площади. Большинство интенсивных максимумов плотностей сосредоточено в межвпадинных перемычках, где сохранилась предшествующая разрывная структура и наложился новые дизъюнктивы. В результате эти участки земной коры оказались наиболее раздробленными.

Сопоставление данных моделирования [4, 5] с реальной структурной обстановкой свидетельствует, что разломная структура внутри Тункинской впадины отражает результат косоугольного растяжения, что согласуется с известными данными о СЗ-ЮВ направлении оси региональных растягивающих напряжений. Экспериментальные работы показывают, что при ортогональном рифтогенезе, когда угол α между вектором растягивающих усилий и осью рифта равен 90° деструктивные зоны представлены одной системой сбросовых разрывов, направление которых согласно с простиранием формирующейся структуры [4, 5]. Разброс азимутов разломов стабильно увеличивается с уменьшением α , достигая существенных изменений, когда $\alpha=45^\circ$ и 30° . В моделях появляется устойчивая система разрывов, направление которых отклоняется от рифтового на 25-30°. Применительно к Тункинскому рифту ей соответствует максимум северо-восточного простирания на розе-диаграмме (рис. 1 В-II). При $\alpha=30^\circ$ и менее появляется третья система разрывов, перпендикулярная к рифтовой системе и играющая значительную роль в инфраструктуре зоны, которая является в этом случае сдвиговой. Лучше всего она проявлена в пределах центрального блока модели [4]. Как показывают наши данные, субмеридиональные разломы не играют существенной роли во внутреннем строении Тункинской впадины, как это должно быть при формировании крупной сдвиговой зоны. Это позволяет считать, что сдвиговые деформации, наблюдаемые в Тункинском рифте, зачастую значительные, являются следствием косоугольного растяжения, которое являлось ведущим, по крайней мере, на этапе зарождения и активного развития юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 01-05-64485, 01-05-97226, 03-05-06000-мас.

Литература

1. Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части

Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973, 136 с.

2. Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., Воронин В.И., Глызин А.В., Куснер Ю.С.

Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002, 182 с.

3. Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1989, № 2, с. 89-100.

4. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобашка Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, СО., 1992, 228 с.

5. Clifton A.E., Schlishe R.W., Withjack M.O., Ackermann R.V. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models // J. Struct. Geology. 2000. V. 22, p. 1491-1509.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ РУДНОГО АЛТАЯ

В.Н. Любецкий

Алматы, Казахстан, Институт геологических наук НАН РК, esmintsev@inbox.ru

Уникальность богатейшей провинции Рудного Алтая, заключающаяся в огромном количестве и масштабе полиметаллических и медно-цинковых месторождений, многокомпонентности руд и высоких содержаниях в них металлов, обусловлена его длительным развитием с последовательной сменой геодинамических обстановок и, соответственно, рудообразующих и регенерационных процессов. Рудный Алтай формировался на западной окраине Алтайско-Монгольского континента вначале в рифтогенном режиме (D_{1e} - D_{3fm_1}), затем – в островодужном (D_{3fm} - C_{1s}). При последующей коллизии (C_3 - T_1) широко проявился гранитоидный магматизм [1, 3].

Рифтогенез пассивной окраины протекал под воздействием линейного мантийного астенолита, выявленного магнитотеллурическим зондированием [2]. С его внедрением связано разрастание гранулит-базитового слоя, базификация и сокращение гранитно-метаморфического слоя на фоне общего увеличения мощности земной коры. Полного разрыва коры при внедрении астенолита не произошло, и рифтогенез носил внутриконтинентальный характер. В условиях разрастания мантийного астенолита за счет растяжения и проседания литосферы по его периферии возникли линейные рифты.

Подавляющее количество месторождений приурочено к рифтогенным структурам, образующим две зоны – Северо-Восточную и Юго-Западную. Первая (приконтинентальная) активно развивалась в интервале времени от D_{1e} до $D_2 \dot{z}v$, вторая (приокеаническая) – от D_{1e} до D_{3fm_1} . Северо-Восточная палеорифтовая зона, усложненная поперечными грабенами, фиксируется полосой локальных минимумов Δg , соответствующих наиболее глубоким рифтовым впадинам. Отвечающий осевой части зоны минимум своим северо-западным краем охватывает каледониды Горного Алтая, надвинутые с востока на Северо-Восточный палеорифт. Амплитуда надвига достигает 25 км. Западный борт палеорифтовой зоны, в свою очередь, надвинут на Срединную подзону Рудного Алтая. Амплитуда перемещения в Зырянском районе составляет 35 км. За счет бокового сжатия со стороны Горного Алтая произошло раннее вырождение рифта (конец $D_2 \dot{z}v$ - начало D_3).

Юго-Западная палеорифтовая зона, почти полностью перекрытая, также выделяется цепочкой гравитационных минимумов. Она существовала более длительное время и характеризовалась большим объемом базальтового магматизма, на что указывает региональная положительная магнитная аномалия, фиксирующая значительные магнитовозмущающие массы. Базальты характеризуются повышенным содержанием титана, иттрия, ниобия. За счет интенсивной дифференциации магматического вещества в теле астенолита и его взаимодействия с сиалическим материалом ЗК, наряду с базальтовым, активно проявился кислый вулканизм. С

отгонкой кислых дифференциатов мантии в земную кору связано насыщение ее калием, натрием и элементами халькофильной группы, в том числе свинцом и цинком.

Накопление рифтогенной базальт-риолитовой карбонатно-терригенной формации происходило в подводных условиях на разных временных и гипсометрических уровнях и сопровождалось рассеянной стратиформной минерализацией и эксгальционнным гидротермальным рудоотложением.

В осевой части Северо-Восточного палеорифта располагаются вулканогенно-осадочные месторождения железа с пластами марганцевых руд, содержащих сульфиды Pb и Zn (Холзунское, Коробиха, Печи). Это I-й рудный уровень, сформированный в отложениях эмса и эйфеля, синхронно накоплению черневинской и коргонской свит. II-й рудный уровень фиксируется как в западном борту палеорифта (месторождения Ленингорского и Зырянского районов) в отложениях эмса-живета, так и в восточном (месторождения Чекмарь, Гусялковское, Осеннее и др.) – в верхах живета. Полиметаллические и колчеданно-полиметаллические руды сингенетичны вмещающим известковистым, углеродистым и кремнистым алеволитам, туффитам, взрывным брекчиям ленингорской, крюковской, ильинской, сокольной, ревнушинской, маслянской и коргонской свит. Обобщенная модель формирования оруденения I-го и II-го уровней в Северо-Восточном палеорифте соответствует типу рудогенеза современного Красноморского рифта.

В Юго-Западном палеорифте руды I-го уровня не сохранились, хотя поперечный профиль рифта выражен более резко: мощность отложений в осевой части достигает 4000 м, а в бортах – не превышает 1500 м. Рифтогенная базальт-риолитовая формация характеризуется особо контрастным соотношением основных и кислых вулканитов (1:10). Она формировалась на фоне углубления морского бассейна и смены ранних калиевых вулканитов натриевыми. Присутствие подушечных лав базальтов (гериховская свита) указывает на глубокое раскрытие рифта, близкое к океаническому. Зрелая стадия рифтогенеза фиксируется глинисто-кремнистыми, углеродистыми и известковистыми отложениями, типичными для застойных иловых впадин. В этих условиях формировались колчеданно-полиметаллические руды II-го и III-го уровней. Оруденение II-го уровня близко к таковому Северо-Восточного палеорифта, проявлено широко и локализуется в отложениях шипулинской свиты (Белоусовское, Березовское, Иртышское и другие месторождения). Оруденение III-го уровня, свойственное только Юго-Западному палеорифту, также широко распространено и тяготеет к отложениям таловской, гериховской и николаевской свит (Камышинское, Артемьевское, Николаевское, Шемонаихинское и другие месторождения).

В режиме активной континентальной окраины Рудный Алтай развивался с позднего фанера по триас включительно под воздействием перемещения Сибирского континента в юго-западном направлении. Глубинное строение активной окраины отражено в электрической модели литосферы по Алейскому геотраверсу [2]. Горно-Алтайский и Калба-Нарымский сиалические блоки выделяются высокими (500-1000 Ом·м) значениями удельного электрического сопротивления (ρ). Сходный высокоомный блок выявлен под Срединной подзоной Рудного Алтая, но здесь он облекается пониженными значениями ρ . Низким ρ фиксируется "подъем" мантийного вещества в ЗК Рудно-Алтайского блока. Характеристика зоны между Теректинским и Иртышским разломами типична для современных зон субдукции. В волновом поле ей отвечают две падающие навстречу друг другу скоростные аномалии, в электрическом – зона пониженных (до 30 Ом·м) сопротивлений ρ .

Предугловый прогиб (глубоководный желоб) охватывал Калба-Нарымскую и Иртышскую зоны. На их стыке магнитотеллурическим зондированием установлена кора океанического типа. Палеосубдукционная плита фиксируется до глубины 100 км

зоной резкого снижения электрического сопротивления пород, падающей к северо-востоку под Рудный Алтай. В интервале глубин 20-45 км она смещена двумя косыми горизонтальными сдвигами на 25-30 км. Еще один сдвиг фиксируется в верхней мантии на глубине 67 км. В итоге, западная часть Рудного Алтая надвинута на Иртышскую и Вавилонскую зоны по сумме трех уровней на 80-100 км. Предполагается, что в процессе субдукции закрылась часть Иртыш-Зайсанского палеоокеана.

В висячем боку зоны субдукции в течение девона и раннего карбона формировалась островная дуга. Максимум островодужного вулканизма приходится на вторую половину фанена, интрузивного магматизма - на ранний карбон (саурский комплекс).

Коллизионный этап развития Рудного Алтая подразделяется на два подэтапа: раннеколлизионный (C_3-P_1) и позднеколлизионный (P_2-T_1). Первый представлен интрузивными образованиями змеиногорского комплекса (C_3), вулканическими – хайрузовской и сержихинской свит (C_3-P_1); второй - интрузиями калбинского (P_2) и раннетриасового (T_1) комплексов.

С островодужным (субдукционным) и коллизионным этапами развития активной окраины связаны процессы ремобилизации, переноса и переотложения стратиформных руд рифтогенного этапа, свойственные большинству месторождений Рудного Алтая. Регенерация рассеянного оруденения и формирование более компактных рудных тел с богатыми рудами в островодужный и коллизионный этапы связаны с локальным контактовым метаморфизмом девонских даек, субвулканических интрузий и более мощным тепловым воздействием гранитоидов карбона и перми.

Литература

1. Беспаяев Х.А., Любецкий В.Н., Нахтигаль Г.П. и др. Геофизические поля и глубинное строение полиметаллического пояса Рудного Алтая // Сб. тезисов 2-го Межд. геофиз. Конгресса Казахстана. Алматы: Казахстан, 1998, с. 24-25
2. Каримов К.М., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Урдабаев А.Т. Глубинное строение литосферы Юго-Западного Алтая по данным магнитотеллурических зондирований // Геология Казахстана. 1994. № 5, с. 69-79
3. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Геодинамика структур Юго-Западного Алтая в позднем палеозое и происхождение рудоконтролирующих разломов // Матер. II Межд. науч.-техн. конф., ч. I. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2003, с. 32-34

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ШТОРМОВЫХ МИКРОСЕЙСМ В СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИИ НА ПРИМЕРЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В.А.Лютноев

Сыктывкар, Институт геологии УрО РАН, Oyama@geo.komisc.ru

Оценивая современное состояние возможностей сейсмического районирования обширных платформенных регионов и их сейсмичных участков в условиях низкого геодинамического фона платформ в условиях слабоконтрастных геологических и геофизических аномалий использование известных методов оценки энергетического уровня сейсмичности, разработанных применительно к активным горным и предгорным областям затруднительно. Поэтому возникает необходимость изыскания нетрадиционных подходов решения данной проблемы.

Волго-Уральская антеклизия как надпорядковая структура архейского фундамента находится в пределах южной части Республики Коми. Она включает в себя две положительные изометрические структуры первого порядка - Сысольский и Коми-

Пермяцкий своды, а также относительно узкий, вытянутый между двумя этими сводами в северо-восточном направлении грабенообразный Кировско-Кажимский прогиб. В неотектоническом плане положительные структуры имеют средние скорости воздымания, отрицательная же структура интенсивно опускается. В зоне сочленения двух структур Сысольского свода и Кировско-Кажимского прогиба, были инструментально зарегистрированы два землетрясения, это семибалльное Нючпаское 1939 года и пятибалльное Тыбьюское 2002 года и имеют свои координатные привязки. Отметим только, что землетрясения были к югу от г. Сыктывкара на расстоянии от 110 до 130 км соответственно. С 1996 года юг Республики Коми и ее центральная часть сейсмически отслеживаются с/с «Сыктывкар» [1].

Первая производная микросейсм по величине атмосферного давления



Рис. Скорость изменения амплитуд от атмосферного давления на структурах Волго-Уральской антеклизы
 Ссв – сысольский свод. К-Кавл – Кировско-Кажимский авлакоген. К-Псв – Коми-Пермяцкий свод, Ивп – Ижемская впадина (для сравнения – Печорская синеклиза)
 Ах, Az, Ау – проекции амплитуды смещений при условии изменения атмосферного давления на 1 мм.рт.ст (133 Па)

В плане изучения влияния атмосферного давления на изменение геодинамического режима района исследований для двух разнородных геологических структур был проведен микросейсмический мониторинг с помощью цифровой сейсмической станция РЦСС. Трехкомпонентные сейсмоприемники устанавливались поочередно в шести пунктах наблюдений - попарно: на положительных структурах – Сысольский и Коми-Пермяцкие своды и отрицательной – Кировско-Кажимского прогиба. Наблюдения на каждой точке наблюдений проводились от одной до двух недель, такой неодинаковый диапазон времени использовался по причине

необходимости изменения атмосферного давления от относительно низких значений до относительно высоких. Микросейсмические сигналы накапливались на жестком диске компьютера в течение каждого часа текущих суток, а затем в полосе пропускания от 0,5 до 40 Гц преобразовывались в сейсмические спектры. На полученных спектрах брались максимальные величины смещений и соответствующие им частоты, которые с учетом формы сейсмического сигнала отбраковывались или же рассматривались при условии их природного происхождения как функция изменения атмосферного давления в реальном времени. Амплитуды смещений брались в полосе частот 0,5-1 Гц или чуть ниже [2]. Величина атмосферного давления определялась с помощью технического барометра в точке установки сейсмостанции.

Полученные результаты фонового изменения поля тектонических напряжений от внешнего атмосферного давления представлялись в виде графика изменения амплитуд и частот от трех разно ориентированных сейсмоприемников, величин атмосферного давления в реальном времени.

Рассматривая рисунки и анализируя полученные кривые, можно было видеть, что они отличаются друг от друга. Во – первых, четко видно, что при повышении давления микросейсм в своих значениях уменьшаются, при уменьшении же давления происходит обратное. Во – вторых, каждая структура реагирует на изменения атмосферного давления индивидуально. На Сысольском своде скорость изменения микросейсм от давления наиболее высокая, по нашему мнению это происходит из-за того, что Сысольский свод как геологическая среда более чувствительна к воздействию различного рода сейсмических полей, чем Кировско-Кажимский прогиб и Коми-Пермяцкий свод. А это значит, что она быстрее накапливает сейсмическую энергию и является сейсмически более опасным в реологические ослабленных зонах свода или на его границах, при условии одинаковой скорости диссипации этих структур. В третьих - вероятность возникновения землетрясения при уменьшении давления на структурах увеличивается, особенно на Сысольском своде. В - четвертых в п.н. Сыктывкар и ЫБ получены разные градиенты изменения микросейсм, что по нашему мнению, такое расхождение связано с тем, что окраина свода в районе г. Сыктывкара относиться на самом деле к Вычегодскому прогибу. Такое утверждение необходимо доказать в будущем наблюдениями на самом Вычегодском прогибе. Скорости изменения амплитуд смещений от атмосферного давления приведены для каждой структуры на рисунке.

Литература

1. Лютоев В.А. Атмосферное давление и его влияние на тонкую структуру геодинамики Волго-Уральской антеклизы // Новая Геометрия Природы: Тез. докл. Казань: Казанский государственный университет им. В.И.Ульянова-Ленина, 2003, Том 1, с.285-287
2. Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний Новосибирск: Наука, 1986, 152 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ РУД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров

Новосибирск, Институт геологии СО РАН, mik@uigm.nsc.ru

На Сибирской платформе месторождения скарново-магнетитовых руд известны на докембрийских щитах, в метаморфизованном чехле и в фанерозойских структурах

складчатого обрамления [2,3]. Различие геодинамических обстановок развития эндогенных флюидных рудообразующих систем предопределило специфику рудоносного магматизма, особенности структурно-тектонического и литолого-стратиграфического контроля формирования и размещения рудных районов, узлов и отдельных месторождений, а также сказалось в составе и строении (вертикальной и латеральной зональности) рудных залежей, закономерностях размещения рудных масс.

Следует подчеркнуть, что месторождения скарново-магнетитовых руд занимают определенное положение в рядах железорудных формаций и закономерно появляются в процессе эндогенного развития блоков земной коры. В основном они приурочены к участкам длительной геологической истории, на каждом этапе которой происходило локальное обогащение рудными массами. Последовательное концентрирование и трансформация рудного вещества имели существенное значение, являясь причиной формирования крупных и уникальных месторождений. Скарново-магнетитовые руды – это преимущественно богатые эпигенетические руды, своего рода "рудные столбы" в контактах интрузивных магматических комплексов с карбонатно-вулканогенными, терригенными и эвапоритовыми отложениями.

Уникальные самые древние на планете скарновые месторождения комплексных борно-сульфидно-магнетитовых руд находятся в Леглиерском, Дес-Сиваглинском и Эмельджакском рудных районах Алданского щита. Они размещаются среди гранитизированных и мигматизированных метаморфических комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций. На крупнейшем по запасам Таежном месторождении выделено три эпохи минералообразования [5]. Геодинамическая позиция первой дометаморфической эпохи седиментогенеза, магматизма и сопряженного с ними рудообразования, раннего метаморфизма пока достоверно не расшифрованы. Имеются отдельные реконструкции фациальной позиции карбонатных отложений, гипотезы о составе и природе архейских магматических комплексов. Непосредственно формирование скарнов и руд связывается с раннепротерозойской эпохой. В эволюции вмещающего комплекса и становлении месторождений ведущая роль отводится глубинным разломам и сдвиговой кинематике, которые определяют возникновение зон проницаемости для глубинных флюидов, тектоническое совмещение контрастных по химическому составу пород, формирование структурных и геохимических барьеров. Основными структурообразующими элементами являются гранито - гнейсовые купола. Сложно построенные магнезиально-скарновые рудные залежи размещаются преимущественно в контактах метабазитов с доломитовыми мраморами и сопряжены с полями плагиомигматитов и аляскитовых гранитов. Прослежена зависимость состава и строения рудных залежей от литологии метасоматизированных пород, от этапности процессов гранитизации, масштабов и характера предрудных деформаций.

Месторождения скарново-магнетитовых руд в складчатом обрамлении южной части Сибирской платформы размещаются в структурах салаирской, каледонской и герцинской эпох развития подвижных зон. Они известны в палеоостроводужных энсиматических и энсиалических системах, сформированных соответственно на океанической и континентальной коре. Генезис месторождений обусловлен динамикой развития плутогенных флюидных рудообразующих систем. Выявлена специфика проявления минеральных типов руд в зависимости от структурно-тектонических, магматических и литолого-стратиграфических факторов.

Месторождения альбит-скаполит-магнетитовых руд ассоциируются с многофазными габброидными комплексами в пределах линейных вулканических зон длительного развития, локализуясь в купольных или депрессионных вулканических структурах, среди существенно андезитобазальтовых эффузивно-пирокластических толщ. Месторождения известково-скарновых магнетитовых руд связаны со

становлением многофазных габбро-диорит-гранодиоритовых плутонов, либо монзонит-гранитоидных комплексов в известково-карбонатных и эффузивно-пирокластических толщах. Пироксен-дашкесанит-магнетитовый минеральный тип месторождений представлен инфильтрационными залежами брекчиевидных руд в грубозернистых пироксеновых скарнах в контакте интрузивных и эффузивных пород основного состава с карбонатными свитами. Среди магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений в структурном отношении выделяются разности, расположенные конформно реакционным контактам доломитов с интрузивами, а также приуроченные к длительно развивающимся субвертикальным проницаемым трещинным зонам. Хлорит – актинолит – магнетитовый (гидросиликатовый) минеральный тип месторождений приурочен к области внешнего ореола интрузивов. Для него характерна большая протяженность залежей по вертикали, наличие нескольких уровней рудоотложения.

Месторождения скарново-магнетитовых руд, развитые в чехле Сибирской платформы (ангаро-илимский геолого-промышленный тип), обладают своеобразием строения, размещения и генезиса. Они образованы на рубеже перми и триаса в связи с трапповым магматизмом в геодинамических условиях рассеянного спринга. Существенно, что группы промышленных месторождений приурочены к узлам пересечения разломов, унаследованных от докембрийских структур фундамента и проявившихся как участки внутриплитного рифтогенеза. В частности, месторождения юга Сибирской платформы локализованы в чехле над дорифейской Нижнеангарской литосферной плитой вблизи Саяно-Анабарского глобального межплитного тектонического шва, к которому приурочены дорифейские осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые формации рифтогенных шовных прогибов. Именно в этих местах по данным глубинного сейсмического зондирования выделяются аномально приподнятые "утяжеленные" мантийные блоки.

Рудообразующие системы этих месторождений относятся к мантийно-коровому классу, так как родоначальная толент-базальтовая магма зарождалась в пределах неистощенной мантии, а ее рудообразующая способность проявлялась только при взаимодействии с карбонатно-эвапоритовыми отложениями платформенного чехла. В качестве рудо локализирующих структур служат отдельные элементы сложных вулканотектонических построек, пронизывающих все отложения чехла и прослеживающихся в фундаменте. Особо следует подчеркнуть, что форма конкретных рудоносных построек и распространенность в их пределах рудо локализирующих элементов были обусловлены строением платформенного чехла в предшествующий траппам период. В районах, где к моменту вторжения траппов сохранялся полный разрез метаморфизованных свит, представлено все разнообразие структурных элементов и форм рудных залежей. Там же, где был глубокий эрозионный срез чехла, нет "трубок взрыва", которые более всего распространены в участках интрузивирования терригенных верхнепалеозойских свит.

Механизм формирования рудовмещающих трещинно-брекчиевых ареалов наиболее полно рассмотрен В.В.Богацким [1] и объяснен предложенной им волновой интерференционно-резонансной моделью. В отличие от плутоногенных контактовых месторождений складчатых областей формирование структуры рудных полей этих месторождений было обусловлено неоднократным проявлением и сложным сочетанием процессов разрывной тектоники и эксплозивно-эруптивной деятельности, сопровождаемой активным взаимодействием базитовых магм с эвапоритами и заключенными в их поровом пространстве погребенными рессолами. В качестве флюидопроводящих и рудоконтролирующих элементов вулканотектонических построек выступают диатремы, субвертикальные соединяющие их и оперяющие линейные, радиальные и кольцевые трещинные системы, субгоризонтальные сетчато-

трещинные зоны отслоения и межпластовых срывов в окрестностях диатрем, серии контракционных трещин вокруг и внутри лакколлитов и силлов, субвертикальные и последние системы разрывов и сколов в верхних горизонтах бортовых флексур [4].

Индивидуальной особенностью области рудоотложения мантинно-коровых систем ангаро-илимского типа является совмещение в пределах единой рудоносной постройки структурных элементов, характерных для вулканических сооружений центральной-симметричного класса и малоглубинных интрузивных камер. Структурно-морфологическое разнообразие рудных залежей обусловлено разнообразием литологического и химического составов, физико-механических свойств замещаемых пород, сочетанием экранов с благоприятными для замещения субвертикальными и субгоризонтальными проницаемыми зонами.

Совместным влиянием магматического, структурного и литологического факторов обусловлена вертикальная и горизонтальная зональность области рудоотложения. Она состоит в закономерном размещении структурно-морфологических типов рудных залежей, текстурно-структурных групп и минеральных парагенетических ассоциаций скарнов, руд и послескарновых метасоматических пород. Скарново-рудные залежи этих месторождений не содержат повышенных скоплений минералов меди, свинца, цинка, кобальта и других халькофильных элементов. Зона оксидного оруденения является для них транзитной. Вместе с огромными массами хлора, углекислоты, серы из зоны взаимодействия базитовой магмы с эвапоритами выносятся многие рудные элементы. Остаются на месте преимущественно петрогенные элементы, составляющие камнесамоцветное и коллекционное сырье – исландский шпат, кварц, клинохлор, серпентин и др. В высокотемпературных зонах метасоматизма сосредоточена преимущественно железооксидная минерализация – от магнезиоферритовой до гематитовой, в зависимости от состава среды, температуры и окислительного потенциала минералообразующих флюидов.

Литература

1. Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. М.: Недра, 1986, 88 с.
2. Железорудные месторождения Сибири / Калугин А.С., Калугина Т.С., Иванов В.И. и др. Новосибирск: Наука, 1981, 238 с.
3. Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука, 1985, 184 с.
4. Мазуров М.П., Бондаренко П.М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т.38, №10, с.1584-1593.
5. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Структурно-петрологическая эволюция Таежного борно-железорудного месторождения (Центральный Алдан, Россия) // Геология рудных месторождений, 2002, т.44, №1, с.3-21.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

*В.И. Макаров**, *Н.В. Макарова***, *В.М. Макеев**, *С.А. Несмеянов**, *О.А. Воейкова**,
*Т.В. Суханова***, *А.В. Зайцев****, *Г.В., Зеленищikov****, *Е.Н. Федоренко****

*Москва, Институт геоэкологии РАН, makarov@geoenv.ru

**Москва, Московский университет им. М.В.Ломоносова

*** Ростов-на-Дону, ФГУГП «Южгеология»

В докладе обсуждаются результаты исследований, выполненных по заданию администрации области и ФГУГП «Южгеология» для составления карты новейшей тектоники и геодинамики территории Ростовской области в масштабе 1:500 000.

Начало новейшего этапа геологической эволюции рассматриваемой территории, охватывающей среднюю и нижнюю части бассейна Дона, относится к позднему олигоцену. Деформации этого этапа охватили весьма разнородный субстрат. На севере – это склон Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с гетерогенным докембрийским фундаментом, в центральной части – мощные герцинские складчатые комплексы Донбасса и кряжа Карпинского, а на юге – Ростовский выступ ВЕП и эпигерцинская Скифская плита с палеозойским складчатым фундаментом и достаточно мощным мезозой-кайнозойским осадочным чехлом.

Эти структурно-формационные провинции в поле новейших деформаций земной коры вели себя по-разному, наследуя предшествующую тектоническую дифференциацию лишь в самом общем виде. Северная и Центральная провинции оставались относительно приподнятыми. Южная провинция была частью Азово-Кубанской области дифференцированного прогибания и значительного осадконакопления, и лишь в четвертичное время здесь начались поднятия, сформировавшие основные черты современного рельефа.

Основными элементами новейшей структуры Северной провинции представляется существенно иначе по сравнению с предшествующими картами и являются полого изгибные формы. Провинция дифференцирована на ряд положительных и отрицательных зон, образующих обширную овально-концентрическую структуру. Ее внешняя относительно приподнятая часть выделяется в качестве единой Калачско-Кантемировской дугообразной системы сопряженных поднятий и прогибов. Внутренняя (Чирская) часть провинции имеет иное строение. Ее сравнительно узкие зоны поднятий и прогибов ВСВ-ного простираения в целом как бы вложены в Калачско-Кантемировскую систему. На востоке они плавно отклоняются на СВ и ССВ, продолжаясь зонами Доно-Медведицкой гряды, Медведицкого и Иловлинского прогибов, которые входят уже в Приволжскую систему новейших дислокаций. Вдоль окраин Чирской системы предполагается концентрация сдвиговых напряжений, соответственно правосторонних в субширотных зонах Вешенско-Донского и Северско-Донецкого прогибов и левосторонних в зоне Калитвенского субмеридионального прогиба. Это, а также простираения, морфология и другие особенности отдельных поднятий и прогибов предполагают формирование этих структур в условиях косоугольного давления, направленного с ЮВ на СЗ. Это в общем согласуется с региональным полем напряжений, восстановленным О.И.Гушенко путем тектонофизического анализа трещиноватости горных пород. Из множества линейментов разных порядков и направлений, которые распространены в пределах Северной провинции, отметим крупнейший Чирский линеймент СЗ-простираения, который соответствует транзитной секущей зоне неотектонических опусканий оказывается в хорошем пространственном соответствии с восточной границей Ливенской шовной зоны докембрийского фундамента. Определенное соответствие с древними структурами основания можно констатировать и для других структурных линейментов.

Центральная провинция в своей западной половине представлена системой поднятий и прогибов Донецкого кряжа антиклинорного типа, которые в целом и раздельно характеризуются широтным простираением, несогласным относительно герцинских складок. В неотектонической структуре и рельефе практически не проявлен даже такой принципиальный элемент древней структуры как Донецко-Астраханский краевой разлом. Имеются лишь косвенные признаки того, что в зоне этого разлома имеет место концентрация дополнительных сдвиговых напряжений. Восточнее Сев. Донца в южной части Центральной провинции достаточно отчетливо проявлено несоответствие приповерхностного структурно-геоморфологического плана и плана

суммарных деформаций за весь неотектонический этап. В последнем достаточно отчетливо проявляются ЗСЗ-ВЮВ-направления структурных форм, predeterminedенные, надо полагать, структурой подстилающих палеозойских формаций. Это дает основание предполагать, что в течение новейшего этапа происходила определенная перестройка структурного плана, что может быть связано с эволюцией регионального поля напряжений, с изменениями механизмов деформаций, а также объемов охваченной ими геологической среды.

Рассматривая геодинамическую ситуацию Центральной, как, впрочем, и других провинций области, мы предполагаем, что их земная кора находится под совокупным воздействием разных источников тектонических сил, прежде всего каспийских и кавказских. Но вклад каждого из них в формирование и эволюцию структурных форм в разных частях провинций может быть различным и при этом изменяющимся во времени. Во всяком случае, восточная часть Центральной провинции и, вероятно, Чирская система новейших дислокаций Северной провинции развиваются, вероятно, под большим влиянием Прикаспийского глубинного прогиба. Общая конфигурация четвертичных (выраженных на поверхности) зон новейших деформаций всей этой территории, как бы облекающих юго-восточный склон кристаллического основания Воронежской антеклизы, дает основание предполагать, что эти зоны могут быть следствием коробления достаточно мощного здесь осадочного чехла платформы на выступе этого склона в поле регионального латерального сжатия, направленного со стороны Прикаспийского глубинного прогиба. Структура западной части Центральной провинции отвечает полю преимущественного воздействия на нее со стороны Крымско-Кавказского горно-складчатого пояса и, следует допускать, Черноморского прогиба.

Южная провинция характеризуется еще более отчетливо проявленным различием плана суммарных деформаций (погребенных) и выраженного на поверхности структурно-геоморфологического плана, который характеризует четвертичный этап развития неотектонической структуры. Западная и восточная части Южной провинции весьма существенно различаются. Западная часть характеризуется пологим моноклинальным погружением подошвы новейших отложений и соответствующим увеличением их мощности в южном направлении. Восточная же часть представляет, по-существу, складчатую систему. Граница между этими частями в плане суммарных деформаций имеет флексурно-сдвиговую природу и проходит в СВ-направлении, в общем согласуясь с положением палеозойских и мезозойских поперечных дислокаций Сальского выступа. Она согласуется также с более глубоко залегающим крупным разделом в структуре докембрийского фундамента - границей Сальско-Ремонтенского мегаблока с Черноградско-Мечетинской шовной зоной, хотя смещена относительно нее на 20-25 км восточнее. Это дает основание предполагать, что в условиях латерального сжатия погребенные структурно-формационные неоднородности докембрийского и палеозойского субстрата являются причиной дифференциации деформаций, проявленных в верхнекайнозойском осадочном покрове.

Вместе с тем, поскольку рассматриваемая территория находится в области геораздела между Каспийской и Черноморской системами осадочных бассейнов, весьма активных и на новейшем этапе, имеются основания предполагать, что происходящие в недрах последних глубинные тектоно-магматические процессы оказывают определенное влияние на состояние литосферы и земной коры в пределах разделяющей их области и отмеченная дисгармония и асимметрия неотектонической структуры может отражать эту особенность положения территории.

Это разделение в общем сохранилось и в четвертичное время, но проявилось оно иначе. На западе, на фоне Ейской моноклинали сформировался обширный очень

пологий и слабо дифференцированный Ейский свод, западным структурным продолжением которого является Азовский вал. Вытянутый субширотно асимметричный овал Ейского свода лишь частично соответствует древнему Ростовскому выступу, охватывая его южный склон. Последний, как и в случае со склоном Воронежского кристаллического массива, вероятно, можно рассматривать в качестве жесткого препятствия или порога, создающего условия для концентрации напряжений сжатия в региональном поле субмеридионального давления.

На востоке Южная провинция в четвертичном плане представлена резко асимметричным Ергенинским поднятием, образующим обширное Сальско-Маньчское междуречье. Ергенинский свод соразмерен с Ейским и сочленен с ним кулисообразно, разделяясь известным Маньчским шовным прогибом достаточно древнего заложения. Дифференциация Ергенинского поднятия лишь в самых общих чертах согласуется с планом суммарных деформаций. Конкретные антиклинальные и синклинальные формы последнего наследуются четвертичными лишь частично. Несогласия особенно велики на западе Ергенинского свода, где отмеченные выше поперечные дислокации суммарного структурного плана в четвертичной зональности и рельефе практически не проявлены. Здесь доминируют формы СЗ-направлений. Они же характерны и для северной пониженной части свода, располагаясь косо относительно погребенных складок олигоцен-неогенового комплекса и образуя здесь широтный правокулисный ряд водораздельных поднятий левобережья Сала.

Правокулисный же ряд последовательно снижающихся в западном направлении поднятий Ергенинского и Ейского сводов и Азовского вала позволяет предполагать, что в условиях субмеридионального регионального сжатия вдоль широтных направлений, в частности вдоль северной границы рассматриваемой системы поднятий имели место левосдвиговые деформации. Она дополняются проявлениями правосдвиговых напряжений вдоль северо-западных направлений, в том числе вдоль Маньчского шовного прогиба.

Таким образом, в новейшей структуре области сочленения ВЕП и Скифской плиты проявлены весьма разнообразные факторы, аспекты, обстоятельства и условия деформаций земной коры. Мы видим или имеем основания предполагать влияние древних вещественно-структурных неоднородностей на локализацию и характер последующих (в данном случае, новейших) деформаций, суперпозицию воздействия на земную кору рассматриваемой территории различных источников тектонических сил, изменчивость структурного плана во времени (эволюционный характер его развития), широкое развитие как унаследованных, так и новообразованных форм, большое разнообразие проявления новейших деформаций в особенностях состава и распространения покрова осадочных отложений и форм рельефа.

СУПЕРПОЗИЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В НЕОТЕКТОНИКЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В.И. Макаров, В.М. Макеев

Москва, Институт геоэкологии РАН, makarov@geoenv.ru.

На происхождение платформенных структур традиционно существует две точки зрения или концепции: первая основана на процессах активности литосферных плит [2] и вторая - на процессах активности глубинных очагов в нижней коре и верхней мантии [1]. Наши исследования, проведенные в пределах относительно стабильных частях платформ: Кузбасса, Поволжья и Прикамья, Нижнего Дона, верхней Оки, показывают

сложные сочетания процессов очаговой и литосферной геодинамики как в приповерхностной зоне, так и земной коре и верхней мантии [3-6].

Группирование различных признаков по принципу их непрерывности, однородности и разноранговости приводит к мысли, что существует два типа деформаций – это так называемые «большие» и «малые» структурные формы, которые отражают, возможно, не зависимые друг от друга типы движений, но зависимые геодинамические процессы. Под большими формами или складками понимаются крупномасштабные изгибы (первые сотни километров), охватывающие большие объемы земной коры вплоть до ее подошвы. Естественно, здесь можно выделить главные (поднятия и погружения) и второстепенные структуры (купола и впадины), а также их разные переходные типы: перигорены пассивного и активного характера, периплатформенные ступени-моноклинали и периокеанические (приморские равнины) образования. Из предположений общего характера следует, что «корни» этих структур находятся на разных глубинах: в нижней части земной коры, средней и верхней. В приповерхностной зоне они проявлены разными формами: линейными, изометричными, дуговыми и переходными (от изометричных к линейным).

Подобного рода структуры изучены в южной части Восточно-Европейской платформы, а также в пределах форланда Алтае-Саянского орогена. Большие формы, например, такие как Токмовское и Воронежское поднятия, хорошо проявлены в современном рельефе соответственно изогипсами 300 и 250 м. Юго-восточный склон Воронежского поднятия (Ростовская область) является периплатформенной ступенью главного порядка, которая понижается на юг с отметок 230 до 100 м. Она осложнена рядом структурных форм второстепенного порядка: Миллеровским поднятием, Преддонбасским относительно выраженным прогибанием и др. образованиями.

Северный Прикаспий – обширная структура прогибания очагового происхождения, которая формирует в своей бортовой или периочаговой части больших размеров изгибы изометричной и дуговой формы. В восточном и северо-восточном направлении автономная активность Прикаспийского очага ограничена Уржум-Оренбургской глубинной зоной структурных несогласий. Форланд Алтае-Саянского орогена – перигоренная ступень главного порядка, снижающаяся в северном направлении в сторону Васюганской низменности по крупным высокоградиентным зонам структурных несогласий: северного фаса Алтае-Саян и Томь-Кольвани.

Малые формы – это линейные складки небольших размеров (первые десятки км в поперечнике), выраженные конэрззионными (на континенте) и конседиментационными (в акваториях) типами. Они равным образом проявлены в пределах крупномасштабных поднятий и прогибаний часто в виде линейно выраженного строения, и реже – дугообразного и изометричного. Структурный рисунок в большей степени зависит от активности процессов и движений, происходящих в рамках дивергенции и конвергенции литосферных плит, и соответственно развития геодинамических систем. Эти движения создают линейную зональность складок в современном рельефе со своеобразными чертами развития (узкие шовного типа прогибания-долины и относительно широкие поднятия-водоразделы), которые могут не смешиваться с другими формами движений, т. е. могут не соответствовать им по простиранию и районированию. Характерными признаками малых форм или складок являются: сопряженность развития, несогласованность структурных планов по латерали, динамичность воздействующих друг на друга разнонаправленных тектонических сил, перекрестность структурных планов, преимущественность развития одних форм по отношению к другим. Присутствие подобных признаков в структурном рисунке дает повод для других нетрадиционных представлений о типах движений в регионе. Например, это особенно хорошо было показано на примере Поволжья и Прикамья, где

активность структур линейного типа «подавляется» более высокой активностью структур изометричной и дугообразной морфологии. И, наоборот, в Нижнедонском регионе на фоне больших структурных форм (поднятий, прогибаний и ступеней) ярко проявлены линейные структуры, которые имеют различный структурный рисунок, главным образом, соосного и отчасти дугообразного, а также кулисного характера. Но здесь отсутствуют изометричные формы малых размеров.

Динамическое взаимодействие малых структурных форм, т. е. их сопряженность по причине разнонаправленного в плане развития, хорошо проявлено в пределах Московского региона. Здесь наблюдаются линейные структуры двух направлений: 1) северо-восточного и 2) северо-западного. Их активное воздействие друг на друга привело к образованию Московской геодинамически активной зоны северо-западного простирания (второстепенного характера), по обе стороны от которой находится различный структурный план. Предполагается, что активная зона является отражением сдвиговых деформаций, которые образуются под воздействием на земную кору Московского региона Северной и Южной геодинамических систем.

Структурно-перекрестный план ярко проявлен в пределах форланада Алтае-Саянского орогена, формирование которого связано, вероятно, с различными типами движений земной коры. Здесь имеется линейно выраженная зональность, ориентированная в двух направлениях: в северо-западном и северо-восточном. По латерали вдоль форланада активными структурами поочередно становятся складки северо-западного и северо-восточного простирания. Замечено, что активность структур, в том числе и при отсутствии контрастного проявления их в современном рельефе, сказывается на плотности и тяжести проявления негативных очагов в рудных выработках Кузбасса и Горной Шории (Таштагольский рудник). Пересечение штреками и лавами активно проявленных форм приводит к следующим явлениям: прорывам больших потоков воды и газа в выработки, обрушениям сводов, горным ударам и другим видам проявления негативных очагов. Динамическое воздействие малых «складчатых» форм друг на друга выражается увеличением плотности сейсмических очагов. Всем известна активная в тектоническом плане зона структурных несогласий или современная геодинамически активная зона, расположенная вдоль северного фаса Алтае-Саянского орогена, которая является сейсмогенерирующей зоной. Подобного рода геодинамически активные зоны фиксируются в других частях платформ: вдоль Маныч-Гудиловского прогиба в Нижнедонском регионе, Уржум-Оренбургская зона в Поволжье.

В пределах малых и больших форм количество движения или суммарная амплитуда деформаций сильно различается. В приповерхностной зоне большие изгибы земной коры фиксируются структурно-формационными образованиями: конденудационными поднятиями и конседиментационными погружениями. Поэтому на большой по расстоянию базе отмечены значительные амплитуды деформаций, намного превышающие 500 м. В приповерхностной зоне малые изгибы фиксируются по изменениям фациального характера, например, конэррозионные формы, представленные морскими, аллювиальными, флювиогляциальными отложениями, по латерали замещаются конседиментационными отложениями современных морских и озерных бассейнов. В пределах подобного рода складок вертикальная амплитуда деформаций обычно исчисляется малыми величинами, т. е. десятками метров.

Активность малых форм, связанная с условиями тангенциального сжатия и растяжения земной коры, может быть причиной подъема или опускания верхней мантии, т. е. причиной изменения (увеличения) активности подкорковых верхнемантийных процессов. Это приводит к образованию воздыманий и погружений больших размеров или к проявлению наведенности одних форм по отношению к

другим. И, наоборот, изначальная автономная активность процессов мантийного уровня может привести к образованию воздыманий и погружений и соответственно к формированию складок разной морфологии в приповерхностной зоне платформ.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН (проект № 03-07-01).

Литература

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993, с. 455.
2. Копп М.Л. Новейшая структура Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Тез. докл. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998.
3. Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М., Несмеянов С.А. и др. Карта новейшей тектоники и геодинамики Ростовской области: научные результаты и практические следствия. 2003 (в печати).
4. Макаров В.И. О геодинамических условиях формирования Окско-Донского прогиба и Окско-Циннского вала (Русская плита) // Изв. высш. уч. заведений. Геология и разведка. 2001. № 1, с. 43-52.
5. Макеев В.М. Современная геодинамика Кузнецкого региона и опасные явления в горных выработках // Оценка и управление природными рисками. Т. 1. М.: РУДН, 2003, с. 177-181.
6. Макеев В.М., Дорошко А.Л. Новейшая и современная геодинамическая активность платформенных территорий: методы и прогноз // Инженерные изыскания в XXI веке: Мат. научно-производственной конф. ФГУП ПНИИИС Госстроя России. Москва, 2003, с. 6-10.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕКТониКИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПЕЧОРСКО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ И СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТ

Н.А.Мальшев

Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, malyshev@geo.komisc.ru

1. Мезенский и Печорско-Баренцевоморский осадочные бассейны (ОБ) принадлежат к категории гетерогенных и в своем развитии тесно связаны с двумя разновозрастными подвижными поясами (ПП): Урало-Монгольским (в северной части субмеридиональным) и Северо-Атлантическим (субширотным). Мезенский бассейн является резонансной по отношению к Урало-Монгольскому поясу структурой и располагается в краевой северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. Печорско-Баренцевоморский обособляется в пределах крайней северо-западной области Урало-Монгольского пояса, где последний граничит с Северо-Атлантическим ПП и с деструктивно наложенным молодым Евразийским океаническим бассейном.

Эти осадочные бассейны формировались в течение длительного отрезка геологической эволюции литосферы в ходе неоднократной смены деструктивных и конструктивных тектонических процессов. Они слагаются латерально и вертикально сопряженными структурно-вещественными комплексами пород или их реликтами, отвечающими палеобассейнам различных геодинамических обстановок (рифтогенной, перикратонной, пассивноокраинной, синеклизной и коллизивной). В составе Печорско-Баренцевоморского бассейна (точнее мегабассейна), в качестве суббассейнов (СБ) обособляются Тимано-Печорский, Баренцевоморский и Северо-Карский.

Мезенский ОБ образовался на окраине древнего эпикарельского кратона, что определило в целом его достаточно пассивный тектонический режим развития. По геотектонической принадлежности и формационному составу осадочного выполнения Мезенский ОБ следует отнести к окраинно-плитному типу бассейнов, заложившемуся как резонансная структура в начальный этап становления и развития Урало-

Монгольского ПП на окраине смежной древней платформы. Именно в рифейское время образован основной объем (до 40–45%) его осадочного выполнения.

Большая, южная часть Печорско-Баренцевоморского бассейна сформировалась на “руинах” отмершего позднекембрийского бассейна в краевой части эпипайкальской плиты, а северная – на эпигреневском основании. Это предопределило активный унаследованный тектонический режим развития бассейна, большие (от 3-5 до 10-12 км в Тимано-Печорской и 16-18 км в Баренцевоморской частях) мощности осадочного чехла. По своему современному тектоническому положению он также относится к окраинно-плитным структурам, расположенным перед Уральской и Пайхойско-Новоземельской складчатыми областями. Печорско-Баренцевоморский ОБ также в определенной степени принадлежит к категории периплатформенных резонансных образований, но формировавшимся на более молодом фундаменте в тесной взаимосвязи с развитием Уральской и Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговых областей. Это в конечном итоге и определило специфику осадочного выполнения и многие черты сходства и различия рассматриваемых бассейнов.

2. Важная роль в становлении, эволюции и современном структурном плане осадочных бассейнов принадлежит рифтогенным структурам, возраст которых омолаживается от рифейского в Мезенском бассейне, к ордовикско-раннедевонскому и среднедевонско-раннефранскому в Тимано-Печорском, позднедевонскому, пермско-триасовому и кайнозойскому в Баренцевоморском суббассейнах. Рифтинг в обоих бассейнах характеризовался многофазностью, а в Печорско-Баренцевоморском еще и различным генезисом. Архитектурный облик рифтогенов контролируется разломами, различные комбинации которых в плане и в разрезе создают многообразие структурно-морфологических форм, благоприятных для нефтегазоаккумуляции.

3. В тектоническом развитии Мезенского ОБ, Тимано-Печорского и Баренцевоморского ОБ выделяется ряд крупных этапов, различающихся типом формировавшихся структур, их морфологией, объемами, полнотой стратиграфических разрезов и набором формаций. Этапы разделены эпохами региональных перерывов, соответствующих рубежам интенсивных структуроформирующих движений. При этом последние проявились в ходе эволюции Мезенского и различных частей Печорско-Баренцевоморского бассейнов в разных геодинамических обстановках.

В эволюции Мезенского ОБ отчетливо намечается две принципиально различные эпохи: доплитная (авлакогеновая) и плитная. Доплитная эпоха ознаменовалась интенсивным прогибанием краевых частей Восточно-Европейского кратона и компенсационным аркогенным поднятием его центральной части. В результате по периферии рассматриваемой территории сформировались перикратонный Притиманский прогиб, а в ее центральной части образовались крупные сложнопостроенные и весьма протяженные рифтовые зоны (Онежская, Кандалакшско-Керекская, Приканино-Лешуконская и Пинежская). Доплитная эпоха завершилась в конце позднего рифея структуроформирующими движениями и общим подъемом территории. Комплексы осадочных образований рифея были полого смяты и эродированы. Наибольшая дислоцированность рифейских толщ происходила вдоль разломов северо-западного простирания.

В течение начального (поздневендского) этапа плитной эпохи на территории Мезенского ОБ в условиях обширного недифференцированного прогибания происходит становление ранней синеклизы. На втором, раннекембрийско(?) - раннедевонском этапе большая часть территории Мезенского ОБ испытала воздымание и осадконакопление в ее пределах практически не происходило, за исключением крайней северной притиманской части. Третий этап (средний девон - антропоген) ознаменовался дифференцированными опусканиями и поднятиями в составе поздней

наложенной синеклизы. В целом в течение завершающего этапа развития региона отмечалась общая наложенность тектонических элементов по отношению к структурам фундамента и низов осадочного чехла. Доминирующим в разрезе Мезенского бассейна является рифейский комплекс, перекрытый верхнедевонскими и фанерозойскими образованиями, играющими подчиненную роль.

В Тимано-Печорском СБ на ранних этапах (до раннекаменноугольного времени) преобладали преимущественно условия растяжения, в последующие этапы - обстановки сжатия. Важнейшими тектоническими событиями в эволюции СБ были широкие проявления в раннем палеозое процессов рифтогенеза, сменившиеся в раннекаменноугольное и, главным образом, в средне-позднекаменноугольное и пермское времена инверсионными процессами с образованием линейных валообразных наветренных структур.

Тектонический облик нижних горизонтов осадочного чехла на большей части территории Тимано-Печорского СБ (в пределах стабильных зон) сформировался в основном в результате предсреднедевонских и раннефранских структуроформирующих движений. В последующем эти структуры почти не претерпели существенных изменений, несмотря на смену геодинамических режимов и широкое развитие процессов инверсии. Они большей частью оказались как бы "законсервированными" и поэтому в современной структуре СБ не согласуются с общим структурным планом верхнедевонско-триасового, юрско-мелового и антропогенного комплексов. Все многообразие тектонических элементов последних образовалось в результате интенсивных структуроформирующих движений в предвизейское, позднекаменноугольно - раннепермское, предтриасовое и в основном в предсреднеюрское времена. Это обусловило общую наложенность структурного плана верхних горизонтов по отношению к нижним структурам, которые выделяются по подошве осадочного чехла и кровле ордовикско-нижнедевонского яруса.

В целом Тимано-Печорский СБ характеризуется сложным характером взаимоотношений унаследованных и новообразованных тектонических структур. Специфика его внутренней структуры обусловлена, по нашему мнению, относительной молодостью и большей подвижностью позднекембрийского (рифейского) фундамента, сравнительно коротким геологическим временем перерыва между его консолидацией и началом накопления плитного осадочного чехла, неоднократным проявлением рифтогенных процессов в течение ордовика - девона, воздействием тангенциального сжатия в позднем карбоне - триасе со стороны уралид и в юрско - меловое время - со стороны пайхонд.

В Баренцевоморском СБ в доминировали обстановки растяжения. Интенсивное многофазное проявление рифтогенных процессов в предпозднедевонское, позднепермско-триасовое и кайнозойское времена привело здесь к существенной переработке земной коры, ее дроблению, утонению в условиях растяжения, к магматизму и, самое главное, к формированию все более расширявшихся по площади впадин и прогибов, выполненных значительными по мощности осадочными образованиями. Наиболее активные тектонические процессы приходились на позднепермско-меловой отрезок эволюции суббассейна, когда в триасе вследствие деструктивных процессов на рубеже пермского и триасового периодов наступил этап лавинного заполнения Восточно-Баренцевского мегапрогиба терригенными отложениями. В течение юры и раннего мела формировалась крупная наложенная синеклиза, объединившая Баренцевоморский СБ с Тимано-Печорским, а в постмеловое время произошло воздымание всего Печорско-Баренцевоморского региона.

Крупнейшие и крупные структуры Баренцевоморского СБ имеют практически сквозной характер проявления на различных уровнях осадочного выполнения с теми

или иными вариациями по размерам и амплитуде. Это в значительной степени связано, по-видимому, с унаследованным характером рифтогенных процессов в крайней, северо-западной. части Урало-Монгольского ПП, в области его сопряжения с Северо-Атлантическим и Арктическим мобильными поясами.

4. На основе анализа тектонической эволюции и современного структурного плана Мезенского и Печорско-Баренцевоморского осадочных бассейнов осуществлено их нефтегазогеологическое районирование с выделением окраинноплитных и внутриплитных нефтегазоносных областей. Последние характеризуются спецификой процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления и соответственно ресурсами углеводородного сырья. В целом уровни и масштабы концентрации основных ресурсов углеводородов (УВ) в Мезенском и Печорско-Баренцевоморском бассейнах отчетливо коррелируются с комплексами-доминантами, смещаясь вверх по разрезу и возрастая от Мезенского бассейна к Тимано-Печорскому и Баренцевоморскому суббассейнам. В Мезенском ОБ промышленных залежей УВ пока не выявлено. Наиболее перспективные земли для их обнаружения приурочены к Притиманскому прогибу. Сложный характер тектонической и геодинамической эволюции Тимано-Печорского суббассейна по сравнению с Баренцевоморским обусловил неоднократные нарушения процессов генерации УВ, дегазации недр, потери УВ, преобладание нефтяных скоплений над газовыми и в целом «остаточный» характер его нефтегазоносности.

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ МИГРАЦИИ ПОЛЮСОВ

М.А. Маркус

Ессентуки, Федеральное Государственное Унитарное предприятие «Севкавгеология»

Современная теория связывает магнитное поле Земли с движением электрически заряженных частиц в жидком внешнем ядре, которое рассматривается как «самовозбуждающаяся гидродинамо-машина», действующая под влиянием вращения планеты и конвективных потоков [1]. Периодические миграции полюсов, известные по палеомагнитным данным, вряд ли можно объяснить перемещением литосферных плит. Этому мешают как проблематичность масштабных конвективных процессов в мантии, которые могли бы быть движителем плит, так и получение данных противоречащих возможности таких скольжений – уходящие глубоко в мантию корни континентов [1], длительное (десяти и сотни миллионов лет) действующие очаги мантийной дегазации с платобазальтовым магматизмом [8], отсутствие глобального слоя астеносферы [5], различия континентальной и океанической мантии [1], планетарная морфология зон спрединга и проч.

Смещение магнитного диполя на $11,5^\circ$ относительно оси вращения, скорее всего, свидетельствует о неоднородности и нестабильности распределения масс в ядре и происходящих там процессов. Теоретически атомы в ядре находятся в деформированном состоянии. Смещения или разрушения их электронных оболочек образуют атомарные диполи. Возможно, эти диполи могут создавать более крупные домены сходные с их кристаллическими аналогами – ферромагнитными доменами. Можно предположить, что двуглавость Северного магнитного полюса [9] обусловлена крупными сгустками тяжелых дифференциатов обладающих такими свойствами.

В магнитном поле Земли скопления атомарных магнетиков получают полярную ориентацию, усиливая планетарный магнитный диполь, особенно, если эти скопления находятся близ оси вращения (эффект ферромагнитного стержня). В стволочной части планеты магнитные силовые линии высокой концентрации в современную эпоху Брюнеса направлены от Северного полюса к Южному, втягивая магнитные массы ядра,

мантии и коры на севере (Северный Ледовитый океан) и выталкивая их на юге – «всплытие» Антарктиды. При изменении полярности ситуация изменится на обратную – Антарктида начнет затапливаться, а в Ледовитом океане появятся новые острова и архипелаги. В жидком ядре магнитные массы, видимо, могут перемещаться под действием конвективных потоков, центробежных сил, магнитного поля и др. Всплытие или погружение магнитных сгустков вызывает усиление или ослабление магнитного воздействия той или иной «головы». Проворачивание их и изменение ориентировки «ферромагнетиков» изменяет магнитное поле Земли, возможно, до полной инверсии. Центробежное смещение «голов» в экваториальную зону приводит к ослаблению единого магнитного поля Земли, его дезинтеграцию. Напряженность древнего магнитного поля для различных эпох составляла «0,2-1,2 от современного его значения» [7].

Всплытие или погружение крупных сгустков тяжелых дифференциатов в жидком ядре приподнимает или опускает вышележащие мантийные оболочки, что отражается на положительных и отрицательных подвижках коры, её поднятия и опускания, трансгрессии и регрессии. Причем, если в одном полушарии приподнимаются мантия и континенты, симметрично им в другом полушарии, видимо, могут углубляться океаны. Чем больше тяжелые сгустки ядра удаляются от оси к экватору, тем больше смещается центр тяжести Земли, увеличивается сплюснутость ядра и момент его инерции и, следовательно, уменьшается угловая скорость (момент импульса должен оставаться постоянным). Оболочки мантии по инерции сохраняют более высокую скорость вращения и стремятся к проворачиванию вокруг ядра с запада на восток. В пограничном слое накапливаются энергия и напряжения трения, скорость вращения меняется плавным «скачком» [3]. По-видимому, роль этой переходной зоны в геотектонических процессах пока недооценена. Здесь могут генерироваться энергетические волны, а при их суммировании «ядерные котлы», дающие мощные потоки вещества в мантию [2].

Скорость вращения Земли, её момент инерции и угол наклона земной оси закономерно увязаны. Изменение скорости вращения неизбежно влечет изменение величины момента инерции и угла наклона оси. Исследования А.В. Орловой палеоклиматических зон и сопоставление их с углами наклона земной оси как будто показывает, что периодически ось вращения медленно склоняется, а затем резко выпрямляется, что немедленно увеличивает скорость вращения, и эти резкие изменения совпадают с фазами складчатости [4].

Сгустки тяжелых дифференциатов в ядре, сближаясь с центром тяжести, могут фактически им становиться. И если в Северном полушарии то один, то другой из них становится таким центром, ось вращения будет совершать колебательные движения, периодически приближаясь то к одному из них, то к другому, перемещая полюсы. Если в момент суммирования «местных» дестабилизирующих сил в Солнечную систему ворвется и приблизится к Земле космическое тело со значительной возмущающей массой или произойдет столкновение с крупным астероидом, то возможно резкое и значительное изменение положения оси вращения и полюсов.

Некоторые исследователи (Ч. Хэпгуд) не без основания полагают, что оледенения на земле обусловлены не столько глобальными изменениями климата, сколько положением приполярной области и её периодическом смещении. Во время последнего четвертичного оледенения центр приполярной области близко совпадал с проекцией на поверхность Канадской магнитной «головы» и Северным магнитным полюсом, а большая часть Северного Ледовитого океана была сравнительно теплой и не покрывалась льдами. Но около 13 тысяч лет назад ось качнулась к Сибирской магнитной «голове» и полюс переместился в Северный Ледовитый океан, что

сопровождалось катастрофическими опустошениями в Сибири, на Аляске и островах океана, а ледники в Америке и Западной Европе быстро растаяли.

По палеомагнитным данным в фанерозе Северный полюс перемещался вдоль западной окраины Тихого океана с южного полушария в северное, подолгу блуждая в районах южнее Австралии (ранний палеозой) и Курил (средний палеозой - ранний мезозой) [1]. Если магнитный диполь и ось вращения Земли «связаны», то с учетом их прошлого и современного положения следует признать, что они очень медленно перемещаются в субмеридиональной плоскости. То есть планета Земля имеет ещё одну ось вращения почти лежащую в плоскости эклиптики и совершает один оборот за 1-1,2 млрд. лет. По-видимому, это вращение она получила либо при формировании от какого-то фрагмента протопланетного облака, либо, что более вероятно, на ранней стадии 4 млрд. лет назад она подверглась гравитационному и, возможно, непосредственному воздействию вторгшегося в Солнечную систему планетоида (малой звезды?). Это сближает Землю с группой внешних планет Солнечной системы, подвергшихся такому воздействию, в результате чего изменились их орбиты, оси вращения двух из них (Плутон, Уран) оказались «лежащими» в плоскости эклиптики, три планеты (Плутон, Уран, Венера) и шесть спутников Сатурна и Юпитера и часть комет (около 10%) имеют встречное (ретроградное) вращение. Земля несет немало следов жесточайших космических бомбардировок на ранней (азойской) стадии развития [7]. Необычайно сильная метаморфизация базальтовой коры могла происходить при давлении около 10000 атмосфер и температуре не менее 1000°C. Первичная атмосфера Земли состояла преимущественно из водорода и мантийных газов и имела температуру около 600°C, но 4,0-3,9 млрд. лет назад от энергии Солнца и соударявшихся с древней Землей крупных небесных тел атмосфера разогрелась настолько, что «покинула планету» [6].

В дальнейшем Земля неоднократно подвергалась ударам космических тел, которые провоцировали смещения оси вращения и полюсов, активизацию геотектонических процессов, катастрофические извержения, изменения климата, затопления целых континентов и проч. Поэтому, наряду с проверкой (математической, компьютерной, механической) модели вращающейся Земли с утяжеленными намагниченными «сгустками» в жидком ядре, жизненно важна организация мониторинга с отслеживанием признаков перемещения магнитных и географических полюсов, изменения климатических зон, полярных шапок, уровня океана и перемещения водных масс, сейсмичности и вулканизма, с проведением астрономических и геофизических наблюдений.

Литература

1. Белоусов В.В. Геотектоника М.: Изд-во Мос. у-та, 1976, 334 с.
2. Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Автоволновая концепция динамики Земли // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2001, с.212-213
3. Куликов К.А. Вращение Земли М.: «Недра», 1985, 159 с.
4. Орлова А.В. Изменение климата земли как показатель неравномерной скорости её вращения // Сб. Проблемы планетарной геологии М.: Госгеолтехиздат, 1963, с.50-121
5. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная тектоника // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2001, с.94-97
6. Резанова И.А. Из ранней истории Земли // Земля и Вселенная. 1995. №3, с.16-21
7. Рудник В.А., Соболев Э.В. Ранняя история Земли М.: «Недра», 1984, 349 с.
8. Флорова Г.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и образование океанов // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты: Тез. докл. М.: ГЕОС, с.279-282
9. Шмонов Г.А. О некорректности использования палеомагнитных данных при анализе движения литосферных плит // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2001, с.324-329.

Список авторов

Абрамов В.А.	211	Витязев А.В.	91	Ефимов А.С.	245
Адамович А.Н.	62	Вишневская Е.А.	131	Жарков А.М.	176
Алабин Л.В.	3	Владимиров В.Г.	273	Жидков А.В.	179
Алексеев А.С.	251	Владыкин Н.В.	25	Жимулев Ф.И.	181
Анисимова И.В.	6,263	Воейкова О.А.	308	Жуков П. К.	184
Аношин Г.Н.	25	Габдуллин Р.Р.	252	Загорная Н.Ю.	6
Анфилогов В.Н.	7	Галушкин Ю.И.	156	Задонина Н.В.	284
Апловос С.В.	10	Гаськов И.В.	145	Зайцев А.В.	119,308
Арбузин В.Н.	124	Геворкян Ю. А.	124	Зеленщиков Г.В.	119,308
Артошков Е. В.	13,16	Гиоргобиани Т.В.	94	Зиновьев С.В.	131
Архипов Г.И.	19	Гладков А.С.	96,298	Зинчук Н.Н.	186,189
Астафьев Д.А.	22	Гладкочуб Д.П.	99	Знаменский С.Е.	191
Афанасьев В.М.	69	Глебовицкий В.А.	102	Зорин Ю.А.	193
Ащепков И.В.	25	Гольтвегер В.Я.	287	Иванов А.В.	196
Бабарина И.И.	28	Гончаров М.А.	105	Иванов К.С.	198
Багдасарова М.В.	30	Гордиенко И.В.	108	Ильин Ю.М.	201
Баженова Н.Н.	221	Горев Н.И.	110	Имаев В.С.	203
Бажнова Т.К.	32	Горячев Н.А.	73	Имаева Л.П.	203
Байбатша А.Б.	34	Гранник В.М.	113	Исаев В.И.	173
Барабашкин Е.Ю.	251	Грановская Н.В.	116	Кагарманов А.Х.	206
Баренбаум А. А.	38	Грановский А.Г.	119	Казанкова Э.Р.	208
Баркин Ю.В.	41	Грачев А.Ф.	121	Калмыкова Н.А.	168
Башарин А.К.	44	Греков И.И.	124	Калягин А.Н.	211
Белоусов Т.П.	46, 49	Грохольский А.Л.	156	Каретин Ю.С.	154, 214
Беляев С.Ю.	245,248	Грудкина Е.Э.	127	Карпенко И.В.	217
Березкин В.И.	6	Даценко В.М.	128	Кассандров Э.Г.	221
Берзина А.П.	145	Деев Е.В.	131	Кассандрова Е.В.	221
Беспаев Х.А.	52	Демин А.Н.	134	Кирдяшкин А.А.	147
Блюман Б.А.	53	Демьянович В.М.	136	Кирдяшкин А.Г.	147
Божко Н.А.	55	Дещеня Н.П.	65	Кириллова Г.Л.	223
Болотов С.Н.	59	Джурик В.И.	139	Кирмасов А.Б.	226
Борис Е.И.	110	Дзюба И.А.	96, 142	Клещев К.А.	228
Борисенко А.С.	145	Дистанов Э.Г.	145	Ключевский А.В.	136,231
Борняков С.А.	62, 96	Добрецов Н.Л.	147, 150	Ковалев К.Р.	145
Бочкарев В.С.	65	Докукина К.А.	153	Коваленко В.И.	239
Брехунцов А.М.	65	Донская Т.В.	99	Коваленко М. Д.	233
Бугаец А.Н.	52	Дреннов А.Ф.	139	Ковач В.П.	6, 263
Булгакова М.Д.	67	Дружинин В.С.	154	Кожевников В.Н.	193,236
Булгатов А.Н.	69	Друзьяка Н.В.	181	Козаков И.К.	239
Бурштейн Л.М.	245	Дубинин Е.П.	156	Козьмин Б.М.	203
Буслов М.М.	150	Дучков А.Д.	159	Коковкин А.А.	242
Бялробжеский С.Г.	73	Дьяконова А.Г.	198	Компаниец М.А.	124
Вавилин К.Б.	69	Дьячков Б.А.	162	Кондратьев А.А.	253
Вержицкий В.Е.	75,77	Дюжиков О.А.	165	Конторович А.А.	248
Верниковский В.А.	80	Дядьков П.Г.	168	Конторович А.Э.	245,248
Ветрин В.Р.	83	Ермаков В.А.	170	Конторович В.А.	245
Вещева С.В.	293	Ерофеев Л.Я.	173	Кобаевич Л.Ф.	251
Вигинский В.А.	86, 88	Ерохин Ю.В.	198	Копысова И.А.	201

Кормильцев В.В.	198	Метелкин Д.В.	80	Тихомиров А.В.	168
Корнилова Н.В.	208	Минина О.Р.	108	Топешко В.А.	248
Коробкин В.В.	34	Моисеев С.А.	248	Трофименко Е.А.	124
Коробков И.Г.	253	Мороз Е.Н.	273	Турутанов Е.Х.	193.
Коротаев М.В.	256	Морозова А.М.	124	Федоренко Е.Н.	308
Коротеев В.А.	198	Мочалкина Л.Н.	162	Федоров Ю.Н.	198
Костюченко С.Л.	258	Мухамедиев Ш.А.	46,49	Федосеев Г.С.	145
Косько М.К.	261	Наварро Х.Ф.	41	Феррандиш Х.М.	41
Котов А.Б.	6, 263	Назаров Л.А.	168	Филимонов А.В.	108
Кочемасов Г.Г.	266	Назарова Л.А.	168	Филиппов Ю.Ф.	245
Красавчиков В.О.	248	Насонова Л.А.	179	Фрадкин Г.С.	44
Красный Л.И.	269,271	Несмеянов С.А.	308	Фуджита К.	203
Кринин В.А.	242	Нефедьев М.А.	69	Хамхоева Т.М.	44
Крук Н.Н.	273	Нечипуренко Л.В.	201	Харин Н.В.	179
Крячкова Р.В.	275	Николаева И.В.	25	Хачай Ю.В.	7
Кузнецов Н.Б.	278	Новиков И.С.	131	Хоменко А.В.	245,248
Кузнецова Л.К.	69	Оболенский А.А.	145	Цветкова А.А.	116
Кузьмина О.Н.	162	Овчинников Ю.И.	25	Цыбин Н. Н.	233
Куйбида М.Л.	273	Палесский С.В.	25	Черемных А.В.	62
Кунина Н.М.	287	Печеркин М.Ф.	198	Чехович П. А.	16
Кургасов С.Ф.	46, 49	Печерникова Г.В.	91	Шарков Е.В.	165
Кухмазов С.У.	124	Погромская О.Э.	198	Шевырев Л.Т.	186,189
Лапердин В.К.	281	Полетаев А.И.	127	Шеин В.С,	228
Лебедев Б.А.	10	Полешко Н.А.	168	Шиманский В.В.	176
Леви К.Г.	284	Попов А.И.	179	Щипанский А.А.	28
Левченко О.В.	77	Похиленко Н.П.	25	Яковишина Е.В.	251
Леонов М.Г.	287	Ребецкий Ю. Л.	233	Ярмолук В.В.	239
Летников Ф.А.	290	Розова А.В.	156	Ясаманов Н. А.	38
Летникова Е.Ф.	293	Ротман А.Я.	25		
Ли А.Н.	168	Руднев С.Н.	273		
Лидин Н.С.	221	Рышков М.М.	119		
Литовко Г.В.	124	Савиных Я.В.	273		
Логвинова А.М.	25	Савко А.Д.	186,189		
Ломизе М.Г.	296	Сайдашева Ф. Ф.	184		
Лунина О.В.	298	Сальникова Е.Б.	6,263		
Лысак С.В.	159	Сапрыкин А.И.	25		
Любецкий В.Н.	301	Сафронов А.Ф.	248		
Лютюев В.А.	303	Свешников А.А.	156		
Мазукабзов А.М.	99	Сейтмуратова Э. Ю.	184		
Мазуров М.П.	305	Серебренников С.П.	139		
Малыгина Е.В.	25	Симонов В.А.	150		
Макаров В.И.	308,311	Ситников В.С.	248		
Макарова Н.В.	308	Слабунов А.И.	28		
Макеев В. М.	308,311	Соколова Л.С.	159		
Маккей К.Д.	203	Соловьев А.В.	226		
Малышев Н.А.	314	Сотников В.И.	145		
Мандельбаум М.М.	248	Станевич А.М.	99		
Маркус М.А.	317	Степанова А.В.	28		
Матросов В.А.	96	Суханова Т.В.	308		
Махорин А.А.	127	Тимошенкова Н.В.	10		

<i>Алабин Л.В.</i> Тектонический контроль и геодинамические обстановки формирования золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области	3
<i>Анисимова И.В., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Смелов А.П., Березкин В.И., Загорная Н.Ю.</i> Возраст и геодинамические обстановки формирования зеленокаменных поясов зоны сочленения Чара-Олекминского и Алданского геоблоков Алданского щита.....	6
<i>Анфилов В.Н., Хачай Ю.В.</i> Гидроэкструзия - возможный механизм движения диапиров, куполов и мантийных и плюмов.....	7
<i>Аплов С.В., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В.</i> Геодинамика и нефтегазоносность осадочных бассейнов севера Восточной Европы.....	10
<i>Артюшков Е.В.</i> Механизм образования Баренцевского осадочного бассейна	13
<i>Артюшков Е.В., Чехович П.А.</i> Быстрые вертикальные движения земной коры на платформах по данным об изменениях глубины моря	16
<i>Архипов Г.И.</i> К реконструкции тектонических условий рудообразования железа в южной части Северо-Азиатского кратона.....	19
<i>Астафьев Д.А.</i> Бассейногенез и геодинамика коромантийной оболочки Земли от катархея до современной эпохи	22
<i>Ащепков И.В., Владыкин Н.В., Ротман А.Я., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Малыгина Е.В., Овчинников Ю.И., Сапрыкин А.И., Палесский С.В., Николаева И.В., Аношин Г.Н.</i> Вариации строения мантийного кия Сибирской платформы по данным термобарометрии и геохимии.....	25
<i>Бабарина И.И., Щипанский А.А., Слабунов А.И., Степанова А.В.</i> Позиция архейских офиолитов в покровной структуре восточной части Балтийского щита.....	28
<i>Багдасарова М.В.</i> Геодинамические типы нефтегазовых месторождений и связь их с эндогенным режимом глубинных разломов.....	30
<i>Баженова Т.К.</i> Геотектонические закономерности генерации и размещения углеводородов на древних платформах России.....	32
<i>Байбатиша А.Б., Коробкин В.В.</i> Специфика разломных структур палеозойд Восточного Казахстана	34
<i>Баренбаум А. А., Ясаманов Н. А.</i> Тектонические циклы Вилсона, Бертрага и Штилле как следствие бомбардировок Земли галактическими кометами.....	38
<i>Баркин Ю.В., Феррандиш Х.М., Наварро Х.Ф.</i> Приливы, движение плит и землетрясения.....	41
<i>Башарин А.К., Фрадкин Г.С., Беляев С.Ю., Хамхоева Т.М.</i> Проблема рифтов и надрифтовых структур в чехлах древних платформ Лавразии в связи с нафтидогенезом.....	44
<i>Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Куртасов С.Ф.</i> Эволюция альпийских палеонапряжений земной коры центральной части Евро-Азиатского континента. 1. Мезозой-палеогеновый этап развития.....	46
<i>Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Куртасов С.Ф.</i> Эволюция альпийских палеонапряжений земной коры центральной части Евро-Азиатского континента. 2. Новейший этап развития.....	49
<i>Беспяев Х.А., Бугаец А.Н.</i> Месторождения золота и палеогеодинамические обстановки Казахстана.....	52
<i>Блюман Б.А.</i> Глобальная геодинамика на рубеже 2.5 млрд. лет	53
<i>Божко Н.А.</i> Магматизм мантийных плюмов в суперконтинентальных циклах.....	55
<i>Болотов С.Н.</i> Раннекеммерийская тектоническая эволюция Восточно-Европейской окраины Тетис.....	59
<i>Борняков С.А., Адамович А.Н., Черемных А.В.</i> Гетерогенная природа Байкальской рифтовой зоны (по результатам физического и математического моделирования)....	62
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.</i> Геодинамические обстановки формирования и разрушения нефтегазовых месторождений в Западной Сибири.....	65

<i>Булгакова М.Д.</i> Позднекембрийско-среднеордовикский этап тектонической активизации на северо-востоке Азии (Якутия).....	67
<i>Булгатов А.Н., Афанасьев В.М., Вавилин К.Б., Кузнецова Л.К., Нефедьев М.А.</i> Природа и геодинамическая природа серпентинитовых конгломератов и офиальцитов Джидинской зоны каледонид Бурятии.....	69
<i>Бялобжеский С.Г., Горячев Н.А.</i> О происхождении Колымской структурной петли.....	73
<i>Вержбицкий В.Е.</i> Кинематика Бельковского-Святоносского рифта в районе западного побережья о-ва Бельковский (море Лаптевых): результаты мезоструктурных наблюдений.....	75
<i>Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.</i> Деформации океанической литосферы в центральной котловине Индийского океана и в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов (Атлантический океан).....	77
<i>Верниковский В.А., Метелкин Д.В.</i> К проблеме положения Сибири в структуре Родинии: анализ мезо-неопротерозойских континентальных окраин и палеомагнитных данных.....	80
<i>Ветрин В.Р.</i> Изотопы гелия в гранитоидах как показатели процессов мантийно-корового взаимодействия.....	83
<i>Вигинский В.А.</i> Плюмовая тектоника как механизм новейшего структурообразования в Азово-Черноморском регионе.....	86
<i>Вигинский В.А.</i> Позднемиоцен-раннеплиоценовые турбидиты в разрезе посторогенных глубоководных комплексов Туапсинского прогиба (северо-восточный сегмент Черного моря).....	88
<i>Витазев А.В., Печерникова Г.В.</i> Происхождение Земли и геосфер. Первые 500 млн. лет.....	91
<i>Гиоргобани Т.В.</i> Позднеколлизийные структуры Большого Кавказа.....	94
<i>Гладков А.С., Матросов В.А., Борняков С.А., Дзюба И.А.</i> Новые данные по разломной тектонике Мало-Ботуобинского кимберлитового района.....	96
<i>Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В.</i> Зарождение и эволюция пассивной окраины Палеоазиатского океана вдоль южной окраины Сибирского кратона.....	99
<i>Глебовицкий В.А.</i> Сравнительный анализ длительности тектонических процессов в раннем докембрии и фанерозое.....	102
<i>Гончаров М.А.</i> Внеранговая «геодинамическая константа»: отношение мощности геодинамических систем к длительности геодинамических циклов разного ранга....	105
<i>Гордиенко И.В., Филмонов А.В., Минина О.Р.</i> Ранне- и позднепалеозойские коллизийные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области.....	108
<i>Горев Н.И., Борис Е.И.</i> Структуры осадочного чехла Сибирской платформы и прогнозирование среднепалеозойских кимберлитов.....	110
<i>Граник В.М.</i> Геодинамические обстановки формирования геологической структуры острова Сахалин и прилегающих акваторий.....	113
<i>Грановская Н.В., Цветкова А.А.</i> Неотектоническая модель формирования Крайних массивов на Южном Урале.....	116
<i>Грановский А.Г., Зайцев А.В., Рышков М.М., Зеленичиков Г.В.</i> Тектоническое развитие докембрийских структур в зоне сочленения Воронежского кристаллического массива и Ростовского тектонического выступа.....	119
<i>Грачев А.Ф.</i> Мантийные плюмы в геологической истории.....	121
<i>Греков И.И., Компаниец М.А., Литовко Г.В., Трофименко Е.А., Арбузкин В.Н., Георгян Ю.А., Кухмазов С.У., Морозова А.М.</i> Геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области (Центральный Кавказ).....	124
<i>Грудкина Е.Э., Махорин А.А., Полетаев А.И.</i> Инженерная линейментология земной коры.....	127
<i>Дайченко В.М.</i> Агульский грабен – коллизийная вулкано-тектоническая структура Восточного Саяна.....	128

<i>Деев Е.В., Зиновьев С.В., Новиков И.С., Вишневецкая Е.А.</i> Позднекайнозойский структурный план западной части Горного Алтая.....	131
<i>Демин А.Н.</i> Динамика Земли и галактическая гравитация (на примере протерозоя и фанерозоя).....	134
<i>Демьянович В.М., Ключевский А.В.</i> Исследование сейсмичности разломных зон южного Прибайкалья.....	136
<i>Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Серебренников С.П.</i> Восстановление основного толчка сильного землетрясения по его афтершокам.....	139
<i>Дзюба И.А.</i> Типы тектонических деформаций в кайнозойских породах Тункинской рифтовой впадины.....	142
<i>Дистанов Э.Г., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Сотников В.И., Гаськов И.В., Берзина А.П., Ковалев К.Р., Федосеев Г.С.</i> Металлогения среднепалеозойского и мезозойского этапов геодинамического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	145
<i>Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.</i> Физико-химические условия образования и конвективный тепло- и массообмен термохимических плумов.....	148
<i>Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М.</i> Палеоазиатский и Тихий океаны: сравнительные анализ магматизма и геодинамики.....	150
<i>Докукина К.А.</i> Минглинг структуры как индикаторы коллапса орогена.....	153
<i>Дружинин В.С., Каретин Ю.С.</i> Модель строения и эволюции литосферы Урала – внутриконтинентального рифтового пояса с офиолитами.....	154
<i>Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Грохольский А.Л., Свешников А.А., Розова А.В.</i> Эволюция литосферы при формировании, развитии и отмирании спрединговых хребтов.....	156
<i>Дучков А.Д., Соколова Л.С., Лысак С.В.</i> Распределение теплового потока в Центрально-Азиатском регионе.....	159
<i>Дьячков Б.А., Мочалкина Л.Н., Кузьмина О.Н.</i> Геодинамические условия формирования рудных месторождений Юго-Западного Алтая.....	162
<i>Дюжиков О.А., Шарков Е.В.</i> Геодинамические условия формирования PGE-Cu-Ni рудообразующих систем севера Сибирской платформы и Балтийского щита.....	165
<i>Дядьков П.Г., Полешко Н.Н., Калмыкова Н.А., Ли А.Н., Тихомиров А.В., Назаров Л.А., Назарова Л.А.</i> Влияние западно-тихоокеанских субдукционных процессов на изменения напряженного состояния земной коры и сейсмичность Центральной Азии.....	168
<i>Ермаков В.А.</i> Тектоническое развитие островных дуг и образование земной коры.....	170
<i>Ерофеев Л.Я., Исеев В.И.</i> Термодинамический режим осадочного разреза и нефтегазообразование.....	173
<i>Жарков А.М., Шиманский В.В.</i> Закономерности развития разрывных нарушений в осадочных толщах.....	176
<i>Жидков А.В., Насонова Л.А., Попов А.И., Харин Н.В.</i> Дизъюнктивная тектоника нефтегазовых месторождений севера Западной Сибири и ее обрамления.....	179
<i>Жимухев Ф.И., Друзяка Н.В.</i> Ордовикские надвиги и олистостромы на северо-восточной границе Кокчетавского метаморфического пояса.....	181
<i>Жуков П.К., Сейтмуратова Э.Ю., Сайдашева Ф.Ф.</i> Эволюция геодинамических обстановок и металлогении Джунгаро-Балхашской складчатой области (Казахстан).....	184
<i>Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.</i> Роль авлакогенеза в формировании кимберлитов – новый взгляд на проблему.....	186
<i>Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.</i> Тектонические процессы и эволюция алмазносного магматизма.....	189
<i>Знаменский С.Е.</i> Сдвиги и их роль в образовании месторождений золота Магнитогорского мегасинклинария (Южный Урал).....	191
<i>Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М.</i> Мантийные плюмы и геодинамика Байкальского рифта.....	193
<i>Иванов А.В.</i> Плюмы или проникающая мантийная конвекция?.....	196

<i>Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Дьяконова А.Г., Погромская О.Э., Ерохин Ю.В.</i> Тектоника и методика оценки нефтегазоносности фундамента Западно-Сибирского мегабассейна (на примере Шаимского района).....	198
<i>Ильин Ю.М., Копысова И.А., Нечипуренко Л.В.</i> Отображение глубинной тектоники Западно-Сибирской равнины на региональных профилях ОГТ.....	201
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Фуджита К., Маккей К.Д.</i> Эволюция неотектонических структур северо-востока Азии.....	203
<i>Казарманов А.Х.</i> О термине «геодинамика» и соотношениях геотектоники и геодинамики	206
<i>Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.</i> Геодинамическая обстановка формирования геологических структур и нефтегазовых месторождений.....	208
<i>Калаян А.Н., Абрамов В.А.</i> Модели формирования и развития планетарных трансконтинентальных и трансокеанических геозон типа «калабр».....	211
<i>Каретин Ю.С.</i> Модель геодинамического цикла с офиолитами внутриконтинентального типа (на примере Урала).....	214
<i>Карпенко И.В.</i> Физическая природа циклов Вильсона, Бертрапа, Штилле.....	217
<i>Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Кассандрова Е.В., Баженова Н.Н.</i> Тектонический контроль и геодинамическая обстановка формирования железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области	221
<i>Кирилло Г.Л.</i> Эволюция геодинамических обстановок формирования Mz-Cz осадочных бассейнов Юго-Восточной России и прилегающих территорий	223
<i>Кирмасов А.Б., Соловьев А.В.</i> Зона пластичного сброса (Андриановский шов, Камчатка): к модели тектонической денудации метаморфических комплексов.....	226
<i>Клецев К.А., Шени В.С.</i> Нефтегазогеологическое районирование территорий и акваторий России (по геодинамическим критериям)	228
<i>Ключевский А.В.</i> О самоорганизации Байкальской рифтовой системы (по сейсмическим данным).....	231
<i>Коваленко М.Д., Цыбин Н.Н., Ребецкий Ю.Л.</i> Новые упругие решения и особые точки литосферных плит, определяющие быстрые изменения напряженного состояния.....	233
<i>Кожневиков В.Н.</i> Пологая субдукция в архее: аргументы, новейшие аналоги, металлогенические следствия.....	236
<i>Козаков И.К., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.</i> Позднерифейский корообразующий процесс в формировании изотопной структуры Центральной Азии	239
<i>Кокочкин А.А.</i> Геологические индикаторы нелинейных и волновых процессов структурирования континентальной коры в кайнозое: регион юга Дальнего Востока Сибири.....	242
<i>Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Буриштейн Л.М., Ефимов А.С., Конторович В.А., Кринин В.А., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В.</i> Особенности геологического строения, геодинамическая модель и перспективы нефтегазоносности западной окраины Сибирского кратона	245
<i>Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Красавчиков В.О., Мандельбаум М.М., Сафронов А.Ф., Хоменко А.В., Моисеев С.А., Ситников В.С., Топешко В.А.</i> Тектоническая карта осадочного чехла Сибирской платформы (Лено-Тунгусская нефтегазоносная провинция).....	248
<i>Копавич Л.Ф., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Яковичина Е.В.</i> Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в переломные моменты позднемеловой истории.....	251
<i>Коробков И.Г., Кондратьев А.А.</i> Структурные факторы контроля кимберлитового магматизма алмазоносных районов Якутии.....	253
<i>Коротаев М.В.</i> Моделирование неотектонических движений Баренцева моря.....	256
<i>Костюченко С.Л.</i> Геодинамические аспекты эволюции земной коры северо-восточного, восточного и южного обрамления Восточно-Европейского кратона	258
<i>Косыко М.К.</i> Блоковая структура Восточно-Арктического шельфа Евразии.....	261

<i>Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Анисимова И.В.</i> Геодинамические модели формирования докембрийских комплексов Алданского щита.....	263
<i>Кочемасов Г.Г.</i> Волновая сравнительная планетология и воплощение ее теорем в структурах Земли.....	266
<i>Красный Л.И.</i> Новейшая тектоника и проблемы «возобновляемой минерагении».....	269
<i>Красный Л.И.</i> Подobie систем делимости Вселенной и Земли.....	271
<i>Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Руднев С.Н., Куйбида М.Л., Савиных Я.В., Мороз Е.Н.</i> Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой)	273
<i>Крячкова Р.В.</i> Эволюция кайнозойской геодинамической обстановки Забайкалья.....	275
<i>Кузнецов Н.Б.</i> Покровно-складчатые структуры Альп – ключ к пониманию современной структуры и поздне-палеозойских деформаций Южного Урала	278
<i>Лапердин В.К.</i> Роль эндогеодинамики в развитии экзогенных геологических опасностей на юге Восточной Сибири.....	281
<i>Левы К.Г., Задонина Н.В.</i> Действительно ли грядет глобальное потепление и природные катаклизмы? Соотношение природных аномалий, возникших в Сибири – 250-летняя хронология.....	284
<i>Леонов М.Г., Кунина Н.М., Гольтвегер В.Я.</i> Горизонтальные плиты-потоки в структуре консолидированной коры Евразийского континента.....	287
<i>Летников Ф.А.</i> Некоторые синергетические аспекты эволюционного развития Земли	290
<i>Летникова Е.Ф., Вещева С.В.</i> Критерии диагностики карбонатных комплексов океанических островов (на примере Джидинской зоны).....	293
<i>Ломизе М.Г.</i> Условия субдукции в реликтовых бассейнах коллизонного пояса	296
<i>Лунина О.В., Гладков А.С.</i> Новая карта разломно-блокового строения Тункинской рифтовой впадины и прилегающей территории	298
<i>Любецкий В.Н.</i> Геодинамические обстановки формирования полиметаллического оруденения Рудного Алтая	301
<i>Лютюев В.А.</i> Использование штормовых микросейсм в сейсмрайонировании на примере Волго-Уральской антеклизы.....	303
<i>Мазуров М.П.</i> Тектонический контроль и геодинамические обстановки формирования месторождений скарново-магнетитовых руд Сибирской платформы	305
<i>Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М., Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Суханова Т.В., Зайцев А.В., Зеленичиков Г.В., Федорейко Е.Н.</i> Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.....	308
<i>Макаров В.И., Макеев В.М.</i> Суперпозиция структурных форм в неотектонике платформенных территорий	311
<i>Мальшиев Н.А.</i> Сравнительный анализ тектоники и нефтегазоносность осадочных бассейнов Печорско-Баренцовоморской и севера Русской плит	314
<i>Маркус М.А.</i> К вопросу о возможном механизме миграции полюсов	317
Список авторов I тома.....	320
Содержание.....	322

Научное издание

**ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

Материалы
XXXVII Тектонического совещания
Новосибирск, 10–13 февраля 2004 г.

Том 1

Технический редактор *О.М. Вараксина*

ЛР № 020909 от 01.09.99. Подписано в печать 11.12.03.
Формат 60×90^{1/16}. Гарнитура Таймс. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 20,5. Тираж 350 экз. Заказ № 376

Издательство СО РАН
630090, Новосибирск, Морской просп., 2
Филиал “Гео” Издательства СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, тел. (383 2) 35-64-30