



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ
ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

Том II

МОСКВА
2016

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И РУДОГЕНЕЗ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ



Материалы 48 (XLVIII) тектонического совещания. Том II. 2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ПРИ ОНЗ РАН
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ
НАУК (ГИН РАН)
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ им. М.В.ЛОМОНОSOVA

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И РУДОГЕНЕЗ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ

**Материалы
XLVIII Тектонического совещания**

Том 2

Москва
ГЕОС
2016

УДК 549.903.55 (1)
ББК 26.323
Т 76

Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2016. 340 с.

ISBN 978-5-89118-715-3

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярев

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ),
проект № 16-05-20033

*На обложке: Складка в песчаниках и алевролитах куприяновской свиты
нижнего-среднего ордовика (р. Ишим, Северный Казахстан).
Фото Т.Ю. Толмачевой*

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2016
© ГЕОС, 2016

Строение и тектонические напряжения Туапсинской сдвиговой зоны

В позднеальпийской структуре Западного Кавказа отчетливо проявлены разрывные нарушения с правосторонними сдвиговыми смещениями [1, 2, 8, 9]. Выделяются правосдвиговые зоны запад–северо-западного простирания (продольные) и правосдвиговые зоны меридионального простирания (поперечные). Среди последних наиболее интересной структурой является Туапсинская сдвиговая зона, в пределах которой еще работами О.С. Вялова [3] установлено резкое изменение простирания осей складок от общекавказского (ЮВ-СЗ) к субмеридиональному. Работами Кавказской экспедиции МГУ установлены важные черты строения этой полосы, получившей название Туапсинской зоны поперечных разломов [13]. Интерпретация данной структуры как зоны крупного сдвига сделана в работах Ч.Б. Борукаева, А.И. Дьяконова и В.А. Гроссгейма [1, 2, 4]. Анализируя ориентировку течений в верхнемеловых отложениях Северо-Западного Кавказа, В.А. Гроссгейм пришел к выводу о возможности её вторичного, в ходе тектонических деформаций сдвигового характера, развороте в узкой зоне северо-восточного «антикавказского» простирания. Правосторонний характер Туапсинской сдвиговой структуры доказывается в работах Ч.Б. Борукаева [1], где она описывается серией кулисообразно расположенных меридиональных сдвиговых зон (Агойской, Ципкинской и Индюкской), вдоль которых продольные структурно-фациальные зоны Северо-Западного Кавказа смещаются в общей сложности более чем на 15 км по правостороннему сдвигу. Несмотря на то, что данное смещение неоднократно отмечалось при геологическом картировании [3, 5, 13], ряд работ ставят под сомнение сдвиговый характер Туапсинской зоны поперечных разломов.

С помощью структурных и тектонофизических методов мы собрали дополнительные аргументы для определения её природы. Авторами накоплен значительный массив данных по геологическим индикаторам палеонапряжений, малым структурным формам и складкам Туапсинской поперечной зоны. Большая часть собранного материала представлена зазорами дизъюнктивных нарушений (зеркал скольжения) с опре-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, marinin@ifz.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, tvertat@yandex.ru

делением направления относительного перемещения их крыльев. По этой части замеров для реконструкции напряженно-деформированного состояния в каждой из точек наблюдения проводилась обработка с помощью метода катакластического анализа [10, 11]. Метод позволяет определять количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде – Надаи. В результате реконструкции в каждой конкретной точке определяются параметры тензора поля напряжений (локальное стресс-состояние). Применяемая для расчетов компьютерная программа *STRESSgeol* (созданная Ю.Л. Ребецким) использует принцип разделения сколов на однородные выборки для достижения максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз. Полученные при реконструкции методом катакластического анализа данные хорошо соотносятся с результатами, ранее полученными [6, 9] с помощью структурно-парагенетического анализа (по тектонической трещиноватости, малым структурных формам и мелким складкам). Произведенные расчеты с помощью программы *STRESSgeol* позволили точнее проанализировать основные параметры локальных стресс-состояний: ориентировку осей главных напряжений, геодинамический тип напряженного состояния, вид напряженного состояния, угол между направлением подвижки на плоскости трещины и направлением касательных напряжений действующих на этой же плоскости и др.

Проведенные натурные измерения могут давать достаточно обобщенную картину по истории деформаций, которую прошел каждый изучаемый массив горных пород. Однако мы полагаем, что основные деформации, создавшие общий облик складчатой и разрывной структуры складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа, приходится на позднеэоцен-миоценовое время. Фиксируемые нами геологические индикаторы напряжений и малые структурные формы обнаруживают вполне закономерную связь с крупными складчатыми и разрывными структурами региона. Поэтому основная часть реконструированных нами палеонапряжений относится именно к этому возрастному интервалу. На новейшем этапе по данным С.А. Несмеянова сдвиговые перемещения (равно как и парагенетически с ними связанные соскладчатые надвиги) не находят отражения в орографически выраженных новейших структурах [7]. По другим данным предполагается, что сдвиговые деформации отражены в современном рельефе [12]. При дешифрировании космоснимков обнаруживается ряд субмеридиональных разрывных нарушений с видимым правосдвиговым смещением и постскладчатым временем формирования (судя по смещению крыльев складок). Вклад

этих молодых движений в формирование структурного облика разных тектонических зон требует дальнейшего уточнения. Вместе с тем мы считаем, что существенной перестройки общей региональной картины напряженного состояния на более поздней стадии не было (помимо обстановки северо-восточного растяжения, связываемой нами со снятием всесторонней нагрузки в условиях поднятия горного сооружения). Такое изменение регионального поля напряжений привело бы к образованию новой массовой генерации геологических стресс-индикаторов.

Полученные данные по направлению максимальных сжимающих напряжений в пределах Туапсинской сдвиговой зоны отличаются от соседних районов. Это выражается более разнообразными ориентировками максимальных сжимающих напряжений (ССЗ, СЗ, субмеридиональные и субширотные). Во многих точках наблюдения зафиксирована обстановка горизонтального сдвига. По этим параметрам район Туапсинской сдвиговой зоны отличается от разделяемых этой структурой Лазаревского и Афипского блоков (в Лазаревской зоне преобладают северо-восточные ориентировки максимальных сжимающих напряжений, в Афипском блоке – субмеридиональные и северо-западные [9]. Разнообразие ориентировок в Туапсинской зоне было также получено при изучении гиероглифов в отложениях различного возраста (от нижнего мела до палеогена), показывающих направление преобладающих течений в прогибе [4]. При этом к западу и востоку от сдвиговой зоны устанавливается выдержанное направление палеотечений вдоль прогиба (с юго-востока на северо-запад). Выявленные «аномальные» простирания максимального сжатия могут быть обусловлены изменением локальных стресс-состояний на концах крупной разломной структуры (Туапсинской сдвиговой зоны). Разнообразие ориентировок внутри зоны связано также с движением и вращением отдельных блоков. Данные по типу напряженного состояния указывают на преобладание в изученном регионе обстановок горизонтального сдвига и сжатия. Суммарное значение обстановок горизонтального сжатия и горизонтального сдвига составляет до 80 % от общего числа реконструированных стресс-состояний. Соотношение обстановок горизонтального сдвига с одной стороны и горизонтального сжатия с другой меняется в разных тектонических зонах. В области прилегающей к Бекишейскому нарушению мы видим преобладание обстановок горизонтального сжатия. В пределах осевой зоны мегазоны Северо-Западного Кавказа преобладают обстановки горизонтального сдвига и горизонтального сжатия, а обстановки горизонтального растяжения здесь единичны. Анализ рассчитанных коэффициентов Лоде–Надаи показал, что большинство определений лежит в диа-

пазоне близком к нулю, изменяясь от -0.2 до +0.2. Для соседних участков разных тектонических зон характерны сходные направления осей главных напряжений. Раннеальпийский и среднеальпийский этажи также деформированы в достаточно сходных условиях (по преобладающим направлениям максимального сжатия и типу напряженного состояния), что позволяет говорить о постоянстве общей геодинамической обстановки во время формирования основных складчатых структур Западного Кавказа (в пределах Туапсинского пересечения).

Результаты реконструкции палеонапряжений подтверждают установленный Ч.Б. Борукаевым структурный парагенез правого сдвига меридиональной ориентировки и взбросо-надвигов Бекишейско-Наужинской системы нарушений северо-западного простирания. В пределах Туапсинской сдвиговой зоны распространены правосдвиговые смещения субмеридионального простирания, образование которых связано с обстановкой горизонтального сдвига при северо-восточном направлении максимального сжатия. Вопрос по первичности и вторичности сдвигов продольной «кавказской» ориентировки и поперечной «антикавказской» ориентировки решается здесь сочетанием обстановок северо-восточного сжатия и горизонтального сдвига с формированием правых и левых сдвигов (соответственно субмеридионального и субширотного простирания), а также обстановок субмеридионального сжатия и горизонтального сдвига с формированием преимущественно правых сдвигов северо-западного простирания.

Литература

1. *Борукаев Ч.Б.* Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклиория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. 16 с.
2. *Борукаев Ч.Б., Дьяконов А.И.* О Туапсинской зоне поперечных сдвигов (Северо-Западный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, № 3. С. 552-554.
3. *Вялов О.С.* Геологические исследования в 1931 году в Западном Кавказе // Записки ВМО. 1934. Ч. 63. Вып. 1. С. 271-289.
4. *Гроссгейм В.А.* О характере течений во флишевых бассейнах // Бюлл. МОИП, Отд. геол. 1963. Т. 38. Вып. 1. С. 17-30.
5. *Корсаков С.Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕ-ГЕИ, 2002. 151 с.

6. *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 191-224.

7. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.

8. *Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 57-107.

9. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.* Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31-40.

10. *Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмостектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

11. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

12. *Трихунков Я.И.* Система морфоструктур и сейсмичность Северо-Западного Кавказа / Отв. ред. Э.А. Лихачева // Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность. М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. С. 101-115.

13. *Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г.* Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа // Геология Центрального и Западного Кавказа. М., 1962. С. 5-33.

Г.У. Мелик-Адамян¹

Начальные стадии позднеорогенного тектогенеза Армении в свете современных биостратиграфических представлений

Общеизвестно, что территория Армении, как и всего Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса отличается высокой сейсмоактивностью, что обуславливает особую актуальность детального и всестороннего тектонического изучения региона. Это, в ча-

¹ Институт геологических наук (ИГН), НАН, Ереван

стности, касается начальной стадии его неотектонического этапа развития, когда в результате жесткой континентальной коллизии Аравийской, Евразийской плит и более мелких микроплит происходило начальное формирование горного рельефа Кавказского сегмента.

Согласно укоренившемуся в литературе мнению, начальная стадия поздней (зрелой), или первой, фазы (стадии) альпийского орогенного или горообразовательного этапа для Кавказа (начало позднеколлизионного горизонтального сжатия) датируется концом позднего миоцена, т.е. второй половиной позднего сармата, на рубеже приблизительно в 10 млн лет [4, 7, 8, 12], или для территории Армении постсарматско-миотическим временем [1, 10, 11]. Начальная фаза позднеорогенного этапа складкообразования для Большого Кавказа синхронизируется с аттической фазой тектогенеза, установленной Штилле для Альпийских гор [4].

Данные интерпретации основывались, в первую очередь, на анализе современных гипсометрических отметок фаунистически датированных верхнемиоценовых морских отложений как Кавказа, так и, в частности, Армении. Данный традиционный подход по сей день не потерял своей актуальности и является одним из основополагающих методологических инструментов для установления временных рубежей различных фаз орогенного тектогенеза и определения скорости и темпов воздымания горного рельефа.

Для территории Армении верхнесармат-мэотический рубеж начальной стадии орогенного тектогенеза определялся только по макрофаунистическим данным (двустворчатые моллюски, мшанки) [1, 7, 8, 10].

Проведенный автором детальный анализ имеющихся многочисленных литературных данных по биостратиграфии миоценовых беспозвоночных северной и центральной Армении, а также общегеологической и палеоэкологической ситуации верхнего миоцена Восточного Паратетиса показывает, что в некоторых случаях как сама макрофауна, так и вертикальный биостратиграфический диапазон ее распространения в силу разных объективных причин, а именно: плохая сохранность, отсутствие представительного материала и сравнительно-корреляционных данных, были определены или интерпретированы неверно, что и послужило основой для некоторого омоложения нижнего возрастного рубежа начальной, или аттической, стадии на территории Армении [6]. К числу объективных причин можно также причислить значительную вариабельность в определении абсолютного возраста границ, ярусов и подъярусов Восточного Паратетиса. Данный пробел был существенно восполнен в середине 1980-х гг. благодаря многочисленным трековым датировкам, согласно которым нижняя граница нижнего сармата оце-

нивается в 13.7, среднего – в 12.2, верхнего – в 11.2 млн лет, а граница сармат-мэотис – 9.3 млн лет [13].

В частности, всесторонний анализ всех имеющихся фактологических данных показывает:

1. Относительный геологический возраст арцвакарской свиты в ядре антиклинальной складки северно-западного простирания на гипсометрических отметках в 2005–2010 м в прибрежной юго-восточной части оз. Севан, в районе г. Гавар (Камо) с мшанковыми биогермами *Membranipora kischenensis* Pheophanova 1953, ранее датированными верхней частью верхнего сармата (10.2–9.3 млн лет) [7, 8] или в рамках нижнего мэотиса (9.3–8 млн лет) [10], в настоящее время можно однозначно локализовать нижней и средней частью бессарабского региоподъяруса среднего сармата (12.2–11.5 млн лет), что согласуется с ранее приводимой датировкой данных слоев в рамках нерасчлененного среднего сармата [3]. В настоящее время, кроме Армении, данный вид в пределах Паратетиса известен всего из двух пунктов – Восточного Крыма и Молдовы и приурочен к новомосковским и васильевским слоям бессарабского региоподъяруса. Для верхнего сармата и мэотиса Восточного Паратетиса характерны совершенно другие виды мембранопоровых мшанок, которые на территории Армении и Кавказа в целом не известны [5].

2. На территории Армении как по естественным обнажениям, так и по данным буровых скважин наиболее высоко расположенные морские осадочные отложения сармата с характерными верхнесарматскими мактридами *Mastra caspia* Ech., *M. bulgarica* Toul. и др. наблюдаются на современных гипсометрических отметках 1350–1370 м в бассейне среднего течения р. Раздан в районе села Арзни и на восточном побережье оз. Севан, а на более высоких гипсометрических отметках отсутствуют [3, 10].

Анализ общеэкологической ситуации Восточного Паратетиса и, в первую очередь, нарастающего опреснения верхнесарматского моря от 5–8 до 3–4 промиле на самой последней стадии и отсутствия мактровой фауны в самых верхах верхнего сармата с большой долей вероятности позволяет локализовать мактросодержащие отложения рамками нижней-средней части верхнего сармата, картлезинскими слоями херсонского региоподъяруса в диапазоне от 10.2 до 11.2 млн лет.

Таким образом, на сегодняшний день нет сколько-нибудь макро и микрофаунистически достоверных данных, позволяющих констатировать наличие верхнесарматских отложений на современных абсолютных отметках выше 1350–1370 м и морского мэотиса на любых гипсометрических отметках в центральной и северо-западной Армении (в

юго-восточной Армении южнее широты $39^{\circ}40'$ верхнемиоценовые морские отложения вообще не известны) [6]. Новейшие общерегиональные данные [9], согласно которым самый конец позднего сармата знаменует один из крупнейших и ярко выраженных регрессивных фаз Восточного Паратетиса с понижением уровня на 200–300 метров и последующим небольшим размахом раннеэотической трансгрессии +30+40м, также косвенно подтверждают вышеприведенное утверждение.

Следовательно, в отличие от среднесарматского времени, когда море покрывало большую часть нынешней северной и центральной территории республики, в верхнесарматское время уже существовали участки суши, возвышающиеся над окружающим их морем на 400–60 м (без учета их последующего размыва и сноса).

Резюмируя вышесказанное, можно с большой долей уверенности констатировать, что первая фаза орогенного тектогенеза на территории Армении, как и, по всей вероятности, Малого Кавказа, провоцирующая восходящие дифференцированные тектонические подвижки, началась не с позднего сармата, т.е. рубежа 10 млн лет, как было принято считать, а на 1.5 млн лет раньше, на границе васильевских и днепропетровских слоев среднего сармата на рубеже 11.4–11.5 млн лет. Данная интерпретация, в свою очередь, в некоторой степени уточняет время активизации коллизионных процессов и способствует окончательному решению вопроса о синхронности или некоторой диахронности начальной стадии горообразования на Малом и Большом Кавказе.

Важно отметить, что Е.Е. Милановский [7] рубеж 10 млн лет всегда принимал с некоторыми оговорками и частично допускал возможность орогенного тектогенеза в среднем сармате.

Литература

1. *Асланян А.Т.* О возрасте рельефа Армении. Вопросы геологии и голоцена. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985. С. 14–19.
2. *Демина Л.И., Копп М.Л., Короновский Н.В., Леонов М.Г. и др.* Большой Кавказ в Альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
3. *Габриелян А.А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: АН АрмССР, 1964. 298 с.
4. *Гиоргобиани Т.В.* Этапы альпийского складкообразования Большого Кавказа и их связь с геодинамикой Африканско-Аравийского континента // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы. Общие и региональные аспекты. Тез. докл. М., 2015. Т. 1. С. 93–97.
5. *Вейс О.Б.* Миоценовые мшанки северного Кавказа и Крыма. М.: Наука, 1988. 101 с. (Тр. ПИН АН СССР; Вып. 232).

6. Мелик-Адамян Г.У. Детализация и уточнение стратиграфической схемы среднего и верхнего миоцена (тархан–понт) центральной Армении. Заключительный отчет по 2005–2009 гг. Ереван: Фонды ИГН НАН РА, 2009. 85 с.

7. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.

8. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М.: МГУ, 1996. 448 с.

9. Попов С.В., Засторжнов А.С. Трансгрессивно-регрессивная цикличность в истории развития кайнозойских бассейнов Восточного Паратетиса // Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакции на них морской биоты: Тез. докл. М.: ПИН РАН, 2007. С. 60–70.

10. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 356 с.

11. Симонян Г.П. Новейшая тектоника центральной и западной частей территории республики Армения // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1999. Т. ЛII. №1. С. 7–12.

12. Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 606 с.

13. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. №12. С. 68–75.

Ю.И. Мельниченко, В.Т. Съедин, А.И. Обжиров,
Р.Б. Шакиров, В.В. Лепешко¹

Вулканотектоника и особенности геодинамики Японского и Охотского морей

Предполагается, что формирование морских впадин восточной Азии обусловлено подъемом мантийных диапиров в области сочленения континентальных блоков коры с Тихим океаном. Этой гипотезы придерживались П.Н. Кропоткин (1971), В.Е. Хаин (1973), В.В. Белоусов (1975) и другие ученые. Развитие впадины Японского моря И.И. Берсенев (1987) также объяснял с позиции диапировой модели. Внедрение горячей вязкой магмы в тектоносферу континентальной окраины вызывает трещины различной ориентировки и разрывы земной коры, излияние магмы на поверхность, деструкцию коры и оседание блоков. Косвенным свидетельством этого процесса служат аномалии геотермического поля и

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

кайнозойские базальтоиды восточных морей Азии, картируемые в местах выхода на поверхность акустического фундамента дна [1–5]. По морфологическому облику они часто представляют центры вулканических извержений. С ними связана рудная минерализация [6, 7], с повышенными значениями теплового потока – аномалии газогеохимических полей, залежи углеводородов и проявления газогрязевого вулканизма, интенсивность которого зависит от сейсмической активности региона [8, 9]. Более широкое распространение вулканических структур следует ожидать под осадочным покровом дна. Таким образом, актуальной становится проблема палеовулканологических реконструкций окраинных морей.

Выделение вулканотектонических структур Японского и Охотского морей составили цель исследования, результаты которого здесь приводятся. Основным материалом работы служили данные батиметрической съемки морских акваторий. На возвышенных участках в местах выхода акустического фундамента на поверхность дна они выполнялись в целях драгирования (отбора) горных пород. На основе промеров строились схемы рельефа, создающие представление о морфологии участка дна. Для уточнения рельефа дна и акустического фундамента использованы результаты спутниковой альтиметрии. Представление о характере вулканизма на участке драгирования создается на основе визуального и петрографического описания образцов пород, как и определения вещественного состава. Они послужили базой для построения морфологических схем отдельных вулканических центров и массивов, кальдер и вулканотектонических депрессий. Опубликованные карты аномалий силы тяжести и магнитных аномалий служили важным инструментом идентификации и аппроксимации этих данных на глубоководные котловины и участки шельфа и континентального склона, перекрытые мощной толщей осадка. Для выделения вулканоструктуры Японо-Охотоморской области сочленения континент–океан использовались карты-отмывки (Shaded Relief Map) гравитационных аномалий. Границы полутоновых рельефных изображений аномалий выделялись на них линеаменами. В результате получена систематизированная схема морфоструктур (плотностных неоднородностей фундамента), создающая совместно с данными экспедиционных работ общее представление о вулканической структуре региона (рис.). В совокупности эти материалы способствуют пониманию природы геологического фундамента и геодинамики морских впадин.

Среди линеаментов прежде всего обращает внимание изобилие кольцевых структур, часто сопровождающихся дугами погруженного фундамента (светлые тона на схеме) и выступами (темные тона) в центральной части. По геологическим данным они отвечают вулканическим

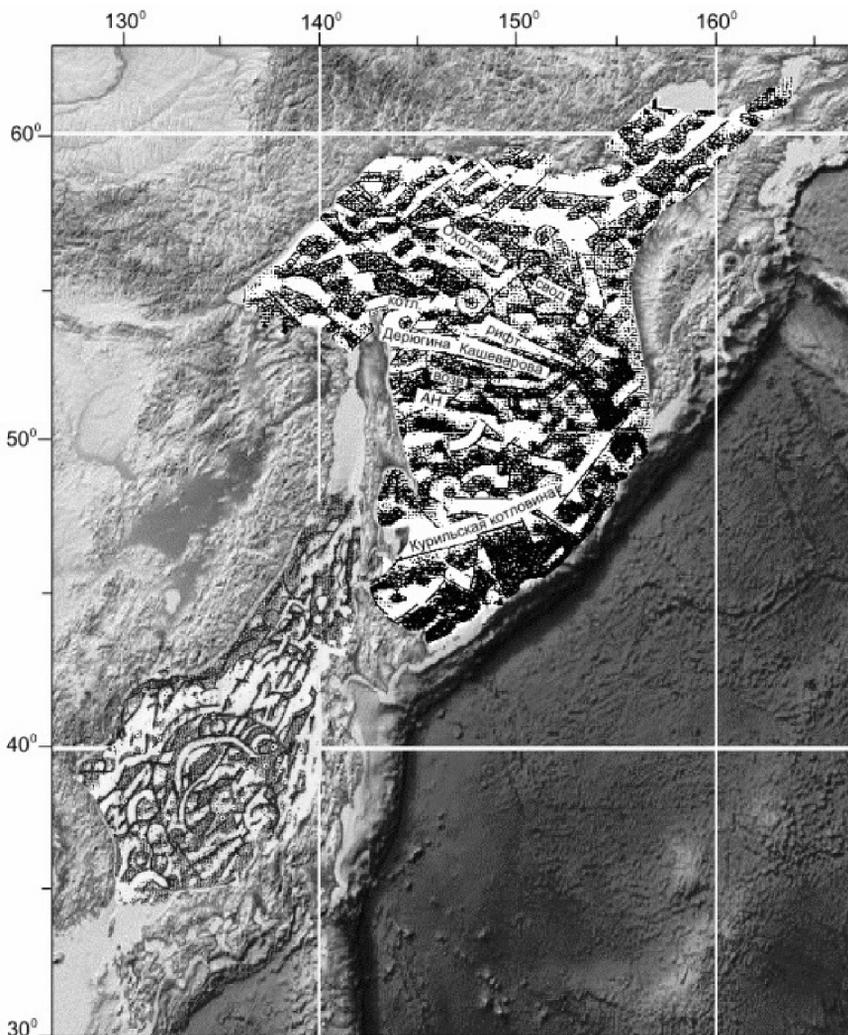


Рис. Схема плотностных неоднородностей акустического фундамента морей Японо-Охотоморского региона. Темный фон – поднятия, светлые тона – погружения, серый тон – предположительно склоны структурных неоднородностей. Они выделены линиями, составляющими сеть линеаментов

постройкам (вулканам) часто с характерными структурными элементами (центральный конус или кратер, кальдеры проседания, кольцевой вал, секторный грабен и прочие элементы). Они отчетливо выделяются

по результатам картирования возвышенности Ямато (Японское море). Локальные постройки вулканов Японского моря выделены в краевых частях возвышенностей Восточно-Корейской, Хото, Окусири. В виде одиночных гор и коротких хребтов (горстов) они выделяются в котловинах Центральной и Хонсю (Японское море), в котловине Дерюгина и прогибе (рифте) Гольгина (Охотское море). На них отмечаются признаки рудной минерализации. К вулканическим постройкам центрального типа по аналогии отнесены погребенные под осадочной толщей подобные структуры, выделенные по аномалиям силы тяжести (рис.).

Вулканоструктуры другого типа представляют рифтовые депрессии котловин Дерюгина и западной части Южно-Охотской котловины, рифта Гольгина (Охотское море), котловин Хонсю, Цусимской, восточной части Центральной котловины (Японское море). В краевых частях они ограничены отдельными вулканическими сооружениями в виде подводных гор и островов. Они выполнены осадочной толщей, большая часть которой по данным бурения представлена вулканогенными образованиями. Характерным для депрессий является газогидротермальная активность, которая проявляется в формировании гидротермальных холмов с баритовой минерализацией, построек грязевых вулканов, просачивания газов в виде струй, достигающих морской поверхности.

Вулканоструктуры различного типа в целом объединяет серия долгоживущих зон глубинных трансрегиональных разломов, составляющих единый тектонический каркас региона. При этом вулканоструктуры Охотского и Японского морей резко отличаются по особенностям структурного рисунка. Для Японского моря характерен центральный тип симметрии, который определяется гигантской вулканотектонической структурой диаметром примерно 420 миль с центром возвышенности Ямато. Её крайней границей на востоке служит дуга восточного побережья о-ва Хонсю. Структуру Ямато по диагонали пересекает линейament – сутура северо-восточного простирания, на которую по меридиану накладывается структурный шов Охото-Япономорского линейамента, отделяющего вулканоструктуру Охотского моря. Для структурного рисунка Охотского моря характерен полигонально-линейный тип симметрии с отчетливо заметным северо-восточным простиранием линейамента северной части и слабо различимой центральной симметрией (возвышенность Академии наук) южной части моря.

Геометрия структурных рисунков морских впадин свидетельствует о разных геодинамических условиях их формирования, при этом обнаруживается некоторое сходство в развитии вулканоструктур. Механико-математическое моделирование процесса внедрения мантийного плюма в тектоносферу континентальной окраины показывает несколько стадий

развития [10]. На первом этапе – развитие тектонических трещин, разрывов коры, интрузия магмы на разных участках и разнос остаточных блоков коры на периферию. При этом на периферии происходит сучивание коры, сопровождаемое вулканизмом с образованием горных поднятий, в том числе островных дуг (рис.). По мере остывания магмы на втором этапе осуществляется погружение остаточной коры с образованием прогибов и депрессий.

Теневая структура системы линеаментов показывает отчетливо дискретную картину вулканодизъюнктивной деформации коры. В линеаментах разного порядка отображена ориентировка направлений движений блоков. Заметные в текстуре аномальной поверхности морского дна локальные изломы показывают смену векторов тектонических напряжений коры при изменении режима геодинамики в регионе. Наблюдаются элементы тектонического течения объемных масс коры вдоль разломов и подъем базальтовой магмы в зонах резкого падения геодинамических напряжений на их пересечениях.

Таким образом, по характеру деформаций и структурному рисунку выделяется интерференционная структура дна морей, что свидетельствует о когерентной природе геодинамики региона. Она обусловлена мобилизацией внутриплитной тектонической энергии в условиях воздействия на кору Японо-Охотоморского области сочленения геодинамических сил со стороны обрамляющих её континентальных и океанических блоков коры (рис.). Это приводит к появлению латеральных тектонических течений. В зонах фронтального взаимодействия они создают структуры тектонического перемешивания (сутуры и островные дуги).

Формы и распределение крупных вулканотектонических структур и кайнозойских вулканогенных покровов на поверхности акустического фундамента указывают на наложенные процессы, продолжающиеся с миоцена в условиях смены геодинамической обстановки. Они как бы «срезают» более ранние складчатые образования разрушенного фундамента. По данным геологических исследований в его строении участвуют гнейсы протерозоя, породы вулканогенно-осадочного комплекса мезозоя, граниты позднепалеозойского и позднемелового комплексов, лишённые гранитного слоя котловины с «субокеаническим типом» коры. Все это дает основание для выделения вулканогенов Японского и Охотского морей – специфических структур Азиатско-Тихоокеанского окраинно-морского вулканического пояса. Это ставит необходимость изучения истории развития новейшей вулканической деятельности, определения типа вулканических извержений, палеовулканологической реконструкции морфологии и деформации подводных вулканов, изуче-

ние общих закономерностей размещения центров вулканической деятельности, их связи с сейсмотектоникой региона и рудогенезом.

Исследование поддержано грантами РФФИ 14-05-00294 и 15-05-06638, а также Программы «Дальний Восток» 15-1-1-017.

Литература

1. Туезов И.К., Веселов О.В., Липина Е.Н. Тепловой поток запада Тихого океана, Востока Азии и Австралии. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984. 149 с.

2. Ильичев В.И., Шевалдин Ю.В. Тепловой поток и геодинамическая модель Западно-Тихоокеанской переходной зоны // ДАН. 1986. Т. 286. № 2. С. 324-328.

3. Веселов О.В. Геотермия тектоносферы Японо-Охотоморского региона. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 2005. 28 с.

4. Геологическая карта Дальнего Востока СССР и прилегающих акваторий (1:500 000) / Под ред. Л.И. Красного, Б.И. Васильева, В.К. Путинцева. Л.: ВСЕГЕИ, 1986.

5. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН. 1987. Т. 286. № 6. С. 1441-1446.

6. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 1. С. 212-215.

7. Астахова Н.В., Мельниченко Ю.И. Баритовые конкреции Японского моря // Литология и полезные ископаемые. 2002. №1. С. 44-52.

8. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.

9. Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Мельниченко Ю.И. Газопроявления, аномальные газогеохимические поля и их связь с сейсмотектоникой морей дальневосточного региона // Физика геосфер: Матер. докл. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 468-474.

10. Osipova E.B., Melnichenko Y.I., S'edin V.T. Volcano-tectonic Deformations and Japan Sea Basin Geodynamics // 5th PEACE Workshop: Proc. Gangneung, Korea, 2010. P. 227-234.

Неоархей-протерозойский суперконтинент (2.75–0.9 млрд лет): альтернатива модели суперконтинентальных циклов

Геодинамическая модель суперконтинентальных циклов является прямым продолжением глобальной модели тектоники плит. Весьма популярными, хотя и не общепринятыми, за последние 30 лет стали идеи о возникновении обширных суперконтинентов, в том числе: Кенорлэнд (~2.7 млрд лет), Коламбия, также известный как Нуна (~1.8–1.5 млрд лет), Родиния (от ~1.1 до ~0.75 млрд лет), Паннотия (0.60–0.54 млрд лет), Лавруссия (~0.30 млрд лет), Пангея (0.30–0.18 млрд лет), Лавразия (0.30–0.06 млрд лет), Гондвана (0.60–0.03 млрд лет). Реконструкция суперконтинентов базируется на двух китах: (1) корреляции синхронно формировавшихся тектонических структур, которые размещены в пределах сегодняшних континентов и могут рассматриваться в качестве фрагментов ранее единых образований, (2) палеомагнитных данных, возможности которых для докембрия весьма ограничены и интерпретация которых разными исследователями нередко приводит к значительно различающимся или даже взаимоисключающим выводам.

Хотя модель суперконтинентальных циклов в целом принимается активным большинством исследователей, конкретные варианты «сборки» суперконтинентов зачастую значительно различаются. Почти всеобщий консенсус в определении временных границ возникновения и распада континентов, невзирая на различия в моделях «сборки», достигнут благодаря надежно зафиксированной геохронологическими исследованиями периодичности формирования ювенильной континентальной коры.

Ограничения, возможности, достижения и противоречия в обосновании и интерпретации палеомагнитных данных, в принципе, известны и являются предметом обсуждения специалистами. Системный анализ глобальной базы палеомагнитных данных позволил обосновать модель протоконтинента Протопангея–Палеопангея, альтернативную модели суперконтинентальных циклов, существовавшего между 2.7 и 0.6 млрд лет [7].

Целью моего доклада является обсуждение проблем, возникающих при интерпретации и взаимной корреляции тектонических структур, фиксируемых в пределах сегодняшних континентов, в частности: (1) геодинамической природы и тектонической роли гранулитогнейсовых

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

поясов и ареалов, (2) роли внутриплитных процессов плюмовой природы в формировании ювенильной континентальной коры, (3) геодинамической интерпретации геохронологических максимумов в истории формирования ювенильной коры.

Гранулитогнейсовые пояса при минимальных разногласиях между исследователями рассматриваются как производные субдукционных и коллизионных событий [3]. Геодинамические модели формирования гранулитовых комплексов базируются на исследовании условий метаморфизма, на геохимическом сопоставлении ассоциированных с гранулитами интрузивных пород эндербит-чарнокитовой серии и габброанортозит-рапакивигранитных комплексов с производными надсубдукционных магм, и на сравнении покровно-надвиговых ансамблей гранулитогнейсовых поясов со структурами орогенов Альпийско-Гималайского пояса. Наравне с поясами, образованными породами низкого и умеренного уровня метаморфизма, гранулитогнейсовые пояса интерпретируются в качестве орогенов, фиксирующих зоны континентальной коллизии. Гранулитогнейсовые комплексы повсеместно рассматриваются как результат наложения высокотемпературного и сверх-высокотемпературного метаморфизма в широком диапазоне давлений на горные породы, ранее сформированные в разнообразных геодинамических обстановках. Однако специфика гранулитогнейсовых комплексов далеко не ограничивается особенностями метаморфизма [6]. Напротив, наши исследования гранулитогнейсовых комплексов Восточно-Европейского кратона показали, что эволюция гранулитовых поясов включала: прогрев мощных сечений континентальной коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулканотектонических депрессий → их заполнение рифтовыми осадками и производными коро-контраминированных магм → высокотемпературный метаморфизм фундамента и заполнения бассейнов и депрессий → расслоение коры и надвигообразование в обстановке общего сжатия (коллизии) и возникновение покровно-надвиговых структурных ансамблей гранулитогнейсовых поясов преимущественно синформного строения. В итоге 3-мерного изучения неоархейских, ранне- и поздне-палеопротерозойских гранулитогнейсовых комплексов Восточно-Европейского кратона мною с соавторами было показано, что гранулитогнейсовые пояса и ареалы регионального и надрегионального ранга формировались в результате мантийно-плюмовой (суперплюмовой) активности и являются важнейшим компонентом **внутриконтинентальных орогенов**, которые во многих случаях имеют овальные очертания и характеризуются концентрической зональностью [1, 5, 6]. В докладе будут кратко охарактеризованы главные геологические особенно-

сти последовательности гранулитогнейсовых поясов и ареалов: ~2.7 млрд лет (Карело-Беломорский, Центрально-Кольский, Волго-Урاليا, блок Минто на Канадском щите, Лимпопо), ~2.45 млрд лет (Лапландско-Колвицкий, блок Куин-Мод на Канадском щите), от ~2.1 до 1.95 млрд лет (Лапландско-Колвицкий, пояса в фундаменте Московской синеклизы и Южной Прибалтики, Талтсон-Телон на Канадском щите, Итабуна-Сальвадор Кюраса на кратоне Сан-Франциско, Транс-Чайна в Китае), ~1.1–1.0 млрд лет (Гренвилл-Свеконорвежский ороген, блок Масгрейв в Центральной Австралии).

(2) Роль внутриконтинентальных мантийно-плюмовых процессов в формировании континентальной коры. В качестве индикатора мантийно-плюмовых событий наиболее популярны крупные изверженные провинции (Large Igneous Provinces – LIPs), которые образованы покровами плато-базальтов (траппов), сопровождаемыми небольшим количеством щелочных пород и пикритов и включающими систему подводных каналов (даек), силлов и расслоенных интрузивов. Признаками мантийно-плюмовой активности также являются анорогенные интрузивы, карбонатиты и кимберлиты, а также накопления железистых кварцитов и черных сланцев. Несмотря на термальную специфику мантийно-плюмовых процессов, лишь немногие исследователи соотносят высокотемпературный и сверх-высокотемпературный гранулитовый метаморфизм с мантийными плюмами. Вклад гранулитовых комплексов в баланс ювенильного вещества в коре остается недооцененным. Минимально два обстоятельства предполагают существенное повышение этой оценки: (1) именно благодаря геохимическим свидетельствам значительного участия в составе протолитов гранулитов ювенильного материала и без учета другой геологической информации, эти протолиты рассматриваются в качестве производных надсубдукционного магматизма; (2) специфические для гранулитогнейсовых комплексов интрузивные породы – эндербиты, чарнокиты, габбро-анортозиты и граниты-рапакиви, невзирая на отсутствие аналогов в молодых и современных геодинамических обстановках, также рассматриваются в качестве надсубдукционных образований. Учет ювенильного вклада в кору за счет гранулитогнейсовых комплексов, позволяет предполагать значительное смещение существующих оценок в пользу внутриконтинентальных процессов мантийно-плюмовой природы. Дополнительный и весьма значительный вклад доставляется андерплейтингом мафитовых мантийных магм, формирующих гранулит-базитовый слой коры непосредственно поверх коро-мантийной границы.

(3) Геодинамическая интерпретация геохронологических максимумов в истории возникновения ювенильной коры. Главные пики

на диаграмме U-Pb возрастов образуют закономерную последовательность. Она начинается наиболее выдающимся пиком около 2.7 млрд лет, за которым следуют последовательно снижающиеся пики 2.0–1.7 и 1.2–1.0 млрд лет. Пик 2.7 млрд лет отмечает некий поворотный пункт в характере мантийной конвекции – кардинальное изменение корообразующих процессов в начале неорархей. Предполагается, что хронологические максимумы прироста ювенильной коры отвечают времени субдукции, сближения и коллизии континентальных блоков, тогда как минимумы соответствуют периодам рифтогенеза и распада континентов. Вместе с тем, параллельно обсуждается альтернативная версия природы «геохронологических» максимумов, согласно которой эти максимумы отвечают глобальным проявлениям эндогенной активности мантийно-плюмового типа (суперплюмам). Обе версии имеют собственное геохимическое обоснование и проиллюстрированы результатами численного моделирования процессов мантийной конвекции. Однако трудно представить, каким образом глобально проявленные явления быстрого прироста коры могут контролироваться тектоникой плит. Альтернативная модель, которая объясняет периодичность эндогенной магматической активности и интенсивного наращивания коры как результат глобальных тепловых импульсов, порождающих суперплюмы, кажется более реалистичной [2, 4].

В итоге, переоценка тектонической роли гранулитогнейсовых поясов и ареалов создает основу модели длительно существовавшего неорархей-протерозойского суперконтинента (2.75–0.9 млрд лет), который периодически подвергался растяжению с возникновением локальных разрывов и с последующим восстановлением единства. Развитие модели предполагает значительное переформатирование идеи суперконтинентальных циклов и указывает на необходимость переоценки роли и значимости внутриконтинентальных событий мантийно-плюмовой природы в формировании коры. Длительное существование суперконтинента должно было кардинально влиять на особенности мантийной конвекции.

Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с.; Т. 2, 400 с.
2. Arndt N., Davaille A. Episodic Earth evolution // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 609. P. 661-674.

3. *Brown M.* Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record // *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2009. Vol. 318. P. 37-74.

4. *Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S.* Evolution of the continental crust // *Nature*. Vol. 443. P. 811-817.

5. *Mints M.V.* Granulite-gneiss belts and areals within East European craton (tectonics and geodynamics of the granulite-gneiss complexes) // *Geotectonics*. 2014. Vol. 48. N 6. P. 498-524.

6. *Mints M.V.* Chapter 16. Granulite-gneiss belts: A special type of tectonic structure, the uniqueness of which is not limited to high-grade metamorphism / *Mints M.V. et al.* // *East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2015. Vol. 510. P. 329-332.

7. *Piper J.D.A.* The Precambrian supercontinent Palaeopangaea: two billion years of quasi-integrity and an appraisal of geological evidence // *International Geology Review*. 2015. Vol. 57. N 11-12. P. 1389-1417.

Е.И. Михеев^{1,2}, А.Г. Владимиров^{1,2,3}

Корреляция и геодинамическая интерпретация метаморфизма и гранитоидных комплексов Ольхонского региона (Прибайкалье) и п-ова Святой Нос (Забайкалье)

Объектами исследования являются метаморфические комплексы и гранитоиды Ольхонского и Святоносского метаморфических террейнов, для которых обосновываются коррелятивные связи и принадлежность к единой раннепалеозойской аккреционно-коллизией системе Прибайкалья и Забайкалья (рисунок).

Ольхонский метаморфический террейн. Структура Ольхонского региона представлена комбинацией многочисленных сдвиговых пластин северо-восточного простирания, разделенных между собой линейными зонами бластомилонитов. Тектонические пластины объединены в несколько крупных зон, отвечающих различным уровням метаморфизма: Чернорудская гранулитовая зона, зона Анга-Сахюрты амфиболитовой

¹ Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия

³ Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

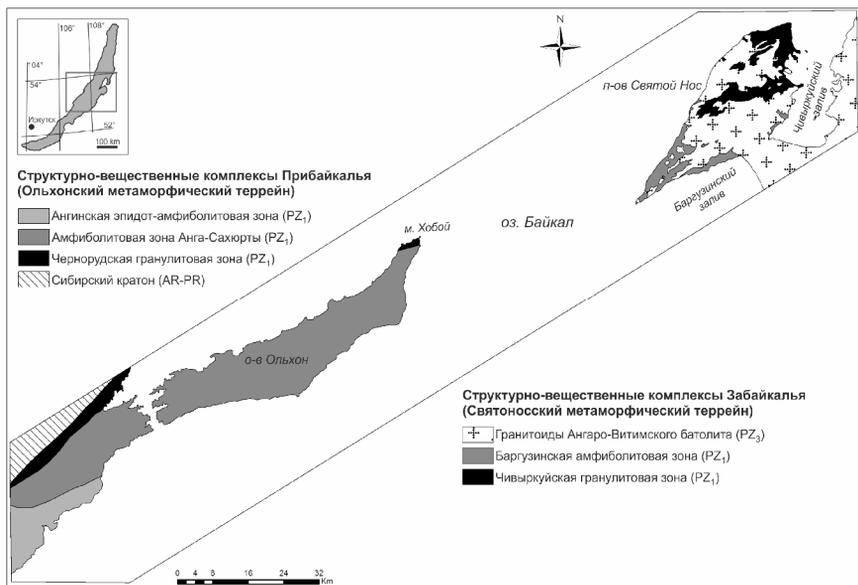


Рис. Генерализованная тектоническая схема Ольхонского региона (Прибайкалье) и п-ова Святой Нос (Забайкалье)

фации метаморфизма и Ангинская зона эпидот-амфиболитовой фации. Возраст гранулитового метаморфизма Ольхонского террейна отвечает интервалу 500–490 млн лет, возраст амфиболитового метаморфизма – 475–460 млн лет. В пределах всех тектонических единиц присутствуют мигматиты, многочисленные жилы и массивы синметаморфических и интрузивных гранитов (таблица).

Святоносский метаморфический террейн. В геологической структуре п-ова Святой Нос выделяется Чивыркуйская и Баргузинская зоны. Чивыркуйская зона, расположенная в северной части полуострова, сложена метаморфическими породами гранулитовой фации, Баргузинская зона в южной части – метаморфической серией амфиболитовой фации. Оба метаморфических комплекса прорываются раннепермскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Чивыркуйская зона, сложенная клинопироксен-амфиболовыми гнейсами и гнейсами кислого состава, имеет северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. Для гранулитового комплекса характерно наличие мощных зон мраморного меланжа с включениями метагабброидов. Метаморфическая толща насыщена многочисленными жилами гранитов и гранит-

пегматитов. Возраст гранулитового метаморфизма составляет 495 ± 5 млн лет. Баргузинская зона сложена амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, силикатно-мраморными смесями. Метаморфические породы прорываются дайками базитов, сложной сетью синметаморфических гранитоидных даек, а также – комбинированными базит-гранитными дайками. U-Pb изотопным датированием по циркону из Vt-Amp гранитогнейса определен возраст метаморфизма амфиболитовой фации 464.3 ± 1.6 млн лет. Последовательность гранитоидного магматизма представлена тремя типами гранитоидов: 1) гранитогнейсы и синкинематические жилы Vt-содержащих лейкогранитов, секущие метаморфическую толщу Баргузинской зоны – 464 ± 1.5 млн лет; 2) инъекционные и параавтохтонные жилы граносиенит-гранитов и гранит-пегматитов, участвующие в строении гранулитов Чивыркуйской зоны – 416 ± 1.5 млн лет; 3) интрузивные гранитоиды, представленные биотитовыми гранитами и кварцевыми сиенитами, отвечающие возрастному интервалу 299–288 млн лет, что соответствует возрасту Ангаро-Витимского батолита (см. табл.).

Заключение. 1. Оценки P - T -параметров метаморфизма и возраста синметаморфических сдвиговых деформаций позволяют отнести метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций Ольхонского и Святоносского террейнов к единой аккреционно-коллизивной системе раннепалеозойского возраста. 2. Эволюция гранитоидного магматизма в пределах Ольхонского террейна включает следующие этапы: а) 500–490 млн лет (сапшиланский комплекс гиперстеновых плагиогранитов, Чернорудская гранулитовая зона); б) 500–490 млн лет (тутайский субщелочной граносиенит-гранитный комплекс, зона Анга-Сахюрты); в) 470–460 млн лет (шаранурский гранит-лейкогранитный комплекс, зона Анга-Сахюрты); г) 470–460 млн лет (айский гранит-лейкогранитный комплекс повышенной редкометалльности, Ангинская зона); д) 390 ± 5 млн лет (редкометалльные пегматиты о-ва Ольхон, зона Анга-Сахюрты). 3. Эволюция гранитоидного магматизма в пределах Святоносского террейна включает следующие этапы: а) 470–460 млн лет (гранитогнейсы и мигматиты в составе метаморфической толщи амфиболитовой фации); б) 420–410 млн лет (синкинематические жилы гранатсодержащих гранитов, отвечающие регрессивной ветви метаморфизма в гранулитовой толще); в) 300–290 млн лет (баргузинский и чивыркуйский интрузивные гранитоидные комплексы, нерасчлененные). 4. Термохронологические тренды Прибайкалья и Забайкалья (транссект Приольхонье – о-в Ольхон – п-ов Святой Нос – Чивыркуйский залив) обнаруживают резкие различия, начиная с позднего девона. Если в Ольхонском террейне позднему девону отвечают сдвиговые де-

формации и проявления редкометалльных гранит-пегматитов, то в Святоносском террейне ранние каледониды «запечатываются» интрузивными гранитоидами Ангаро-Витимского батолита раннепермского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РНФ № 15-17-10010 и РФФИ № 14-05-00747.

Б.В. Монастырев¹

Сейсморазведочная модель севера Западно-Сибирской геосинеклизы в аспекте теории рифтогенеза

Западно-Сибирская геосинеклиза как крупнейший нефтегазоносный объект Северной Евразии исследуется интенсивно. На фоне большого значения сверхглубокого бурения в регионе, где пробурено 26 скважин глубиной от 5000 до 8250 м, решающую роль в познании глубоких горизонтов стала играть региональная сейсморазведка ОГТ в современных модификациях. При комплексировании результатов сейсморазведочных работ, заполняющих полностью пространство между глубокими скважинами (рис. 1, 2), фактически получаем надежный документ, или модель, которая однозначно решает такие фундаментальные проблемы геологии как масштабы триасового рифтогенеза в Западной Сибири.

Геологическая информация на этот счет наиболее полно представлена В.С. Бочкаревым и А.М. Брехунцовым [2], которыми обобщены все данные по доюрским толщам Западно-Сибирской геосинеклизы. В свое время В.С. Бочкарев [1] установил, что триасовые рифтовые структуры, выполненные туринской риолит-базальтовой толщей, широко развиты в районах Сибирских Увалов и к югу от них, обнажаясь в Центральном Казахстане и в Зауралье [3]. Особенно отчетливо отсутствие рифтовых систем в Карском море показано О.В. Петровым с соавторами [5] на основе интерпретации сейсморазведочных профилей. Ряд исследователей сжимают профили в 20–30 раз и получают грабенообразные структуры, изображая их на единичных профилях ОГТ.

Нами использован другой подход. Во-первых, мы демонстрируем геологическую модель строения не по одному, а по 2–3 смежным про-

¹ Сибирский научно-аналитический центр (НАО СибНАЦ), Тюмень, Россия

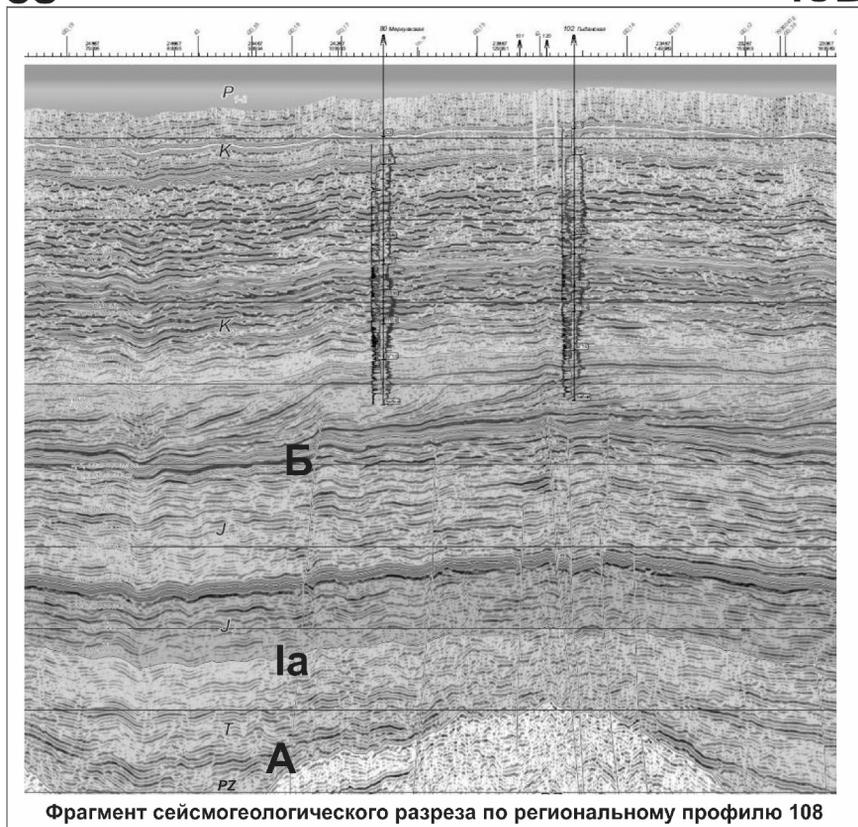


Рис. 1. Сейсмогеологический профиль №108 (фрагмент),
Гыданский полуостров

филям, что доказывает устойчивость отображения сейсмогеологической модели. Во-вторых, давно установлено, что вулканогенно-осадочное выполнение грабенов характеризуется интервальными скоростями в узком диапазоне, преимущественно в 4.0–5.0 км/с, в то время как смежные горсты, сложенные палеозоем, имеют постоянно более высокие скорости сейсмических волн порядка 5.5–6.6 км/с. Поэтому мы разработали скоростную модель доюрского фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы [4] и применили ее. Такой комплексный подход позволяет уйти от субъективности и представить профили в обычном масштабе, то есть со сжатием в 5–10 раз (см. рис. 1 и 2). Здесь фрагмент сейморазведочного

Ю3

СВ

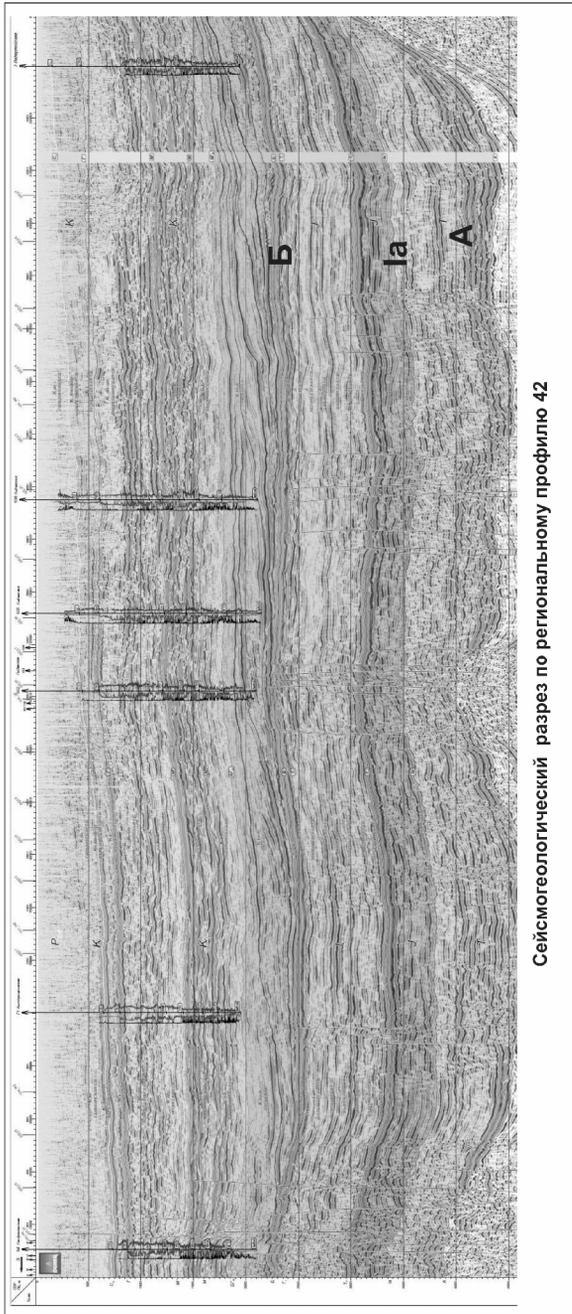


Рис. 2. Сейсмогеологический профиль №42, Гыданский полуостров

профиля 108 и профиль 42 показаны по зоне предполагаемого грабен-рифта. Эти грабен-рифты намечены только по грави-магнитным аномалиям [6], не учитывают современный сейсморазведочный материал. Триас на севере Западной Сибири зажат между отражающими горизонтами А и Ia.

Так последовательно по 2–3 профилям, начиная с Уренгойского НГР – профили № 29, 30, 31 и далее до Карского моря мы сопоставили сейсморазведочные профили ОГТ и убедились в устойчивости нашей модели. Важно подчеркнуть, что главной особенностью северной части Западной Сибири является не только площадное распространение терригенного триаса, но и развитие палеозойского чехла, который лишь местами осложнен взбросами раннемелового возраста.

Наши исследования показывают, что на крайнем севере Западно-Сибирской геосинеклизы триас представлен чехлом из терригенных пород тампейской серии, а выделение рифтовых структур по положительным аномалиям – выполнено не корректно. Дело в том, что здравый смысл и анализ таких грабенов как Рейнский и Красноморский, говорят о выраженности их в гравитационном поле отрицательными, а не положительными аномалиями. Таким образом, модель севера Западной Сибири – пликативная, безрифтовая.

Литература

1. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления). Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 63. М.: Недра, 1973. 127 с.

2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Схема тектоники Урало-Сибирского региона // Горные ведомости. 2015. № 10 (137). С. 6-39.

3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.В., Лукомская К.Г. Типизация пермо-триасовых вулкано-тектонических депрессий и грабенов Западной Сибири // Горные ведомости. 2010. № 5 (72). С. 6-33.

4. Монастырев Б.В., Бочкарев В.С., Козак В.Б., Базаев А.И., Улыбин Д.В., Гибаева О.А., Зундэ К.А. Оценка скоростей распространения продольных волн для доюрских образований по комплексу геолого-геофизических данных по территории Западной Сибири // Состояние тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Материалы Международной Академической конференции. Тюмень, 17-19 сентября 2008 г. Тюмень: ЗапСибНИИГГ, 2008. С. 294-300.

5. Петров О.В., Дараган-Суцова Л.А., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Дараган-Суцов Ю.И. Современное районирование фундамента севера Евразии на примере северной части Западно-Сибирской нефтегазовой провин-

ции // Труды 9-ой Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ. Сб. материалов. Вып. 8-9. СПб.: ГЕО, 2009. С. 310-313.

6. Сурков В.С. Геология и геофизика Сибири. Избранные труды. Новосибирск, 2006. 485 с.

А.Н. Москаленко¹, А.К. Худолей¹

Структурно-геологический метод определения кинематических характеристик разрывных нарушений и реконструкции стресс-состояний по сейсмическим данным МОВ ОГТ ЗД (на примере Арчинской площади, Нюрольская впадина)

Методы реконструкции стресс-состояний имеют широкое развитие на сегодняшний день и, главным образом, различаются принципами перехода от кинематических характеристик разрывных нарушений и сколовых трещин к искомым тензорам [4]. В геологии оценка напряжённого состояния чаще всего проводится по бороздам (или зеркалам) скольжения в природных обнажениях [1, 3, 5 и др.]. В то же время, нередко возникает вопрос определения стресс-состояний для закрытых территорий, где не имеется возможности произвести замеры на дневной поверхности. В настоящей работе рассматривается применение нового структурно-геологического метода определения кинематических характеристик разрывных нарушений и реконструкции стресс-состояний по сейсмическим данным МОВ ОГТ ЗД на примере Арчинского месторождения, расположенного в центральной части Нюрольской впадины Западно-Сибирской плиты [2].

Основным источником информации о структуре Арчинского месторождения являются сейсмические данные, представленные в виде структурных карт сейсмических горизонтов. На структурных картах отчетливо выделяются разрывные нарушения, по которым крылья разломов перемещены относительно друг друга. Идея методики, предлагаемой авторами, изображена на рис. 1 и состоит в том, что выделяемые по

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

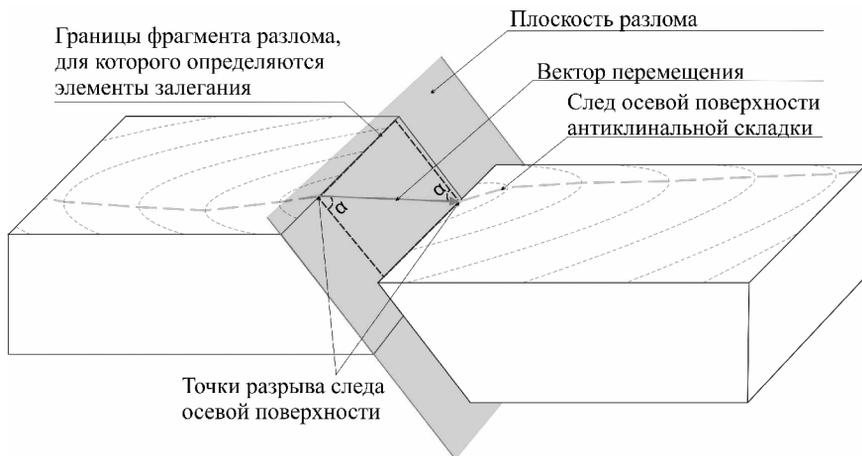
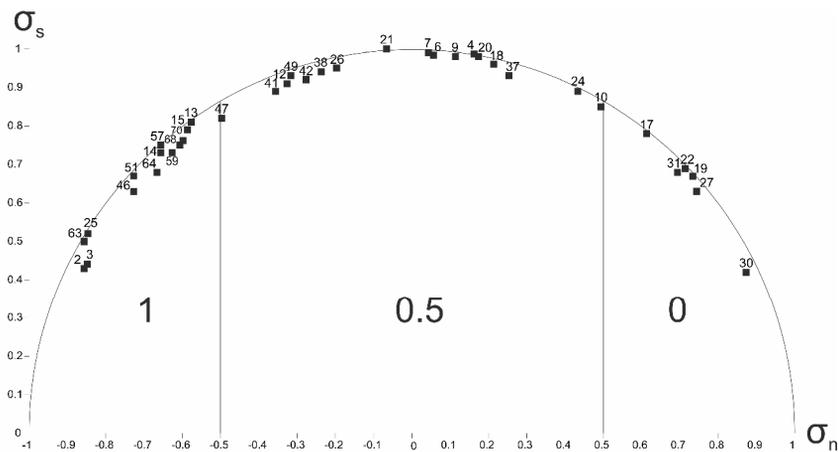


Рис. 1. Схема определения вектора перемещения по разрывному нарушению. Угол α - это угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома, его величина определяет соотношение между сбросо-взбросовой и сдвиговой компонентами перемещений

сейсмическим данным разлом и вектор перемещения рассматриваются нами как трещина скалывания и борозда скольжения с определенным направлением перемещения, т.е. те структуры, ориентировка которых используется для расчета ориентации осей главных напряжений [1, 5 и др.].

Согласно предлагаемой методике, на структурной карте сейсмического горизонта выбирается характерная структурная форма (антиклинальная или синклиналиная), распознаваемая как в висячем, так и лежачем крыле выделенного по сейсмическим данным разлома. Для выбранной структуры на карте отрисовывается след ее осевой поверхности, который прерывается при пересечении этой структуры разломом. Для точек разрыва следа осевой поверхности определяются координаты, а вектор, соединяющий разорванные фрагменты структуры, и будет являться вектором перемещения, определяющим кинематику разлома. Так как выделение коррелируемых в висячем и лежачем крыле разлома структурных форм нередко оказывается неоднозначным, для расчета направления осей главных напряжений учитывались только те вектора перемещения, которые (1) в пределах одного разлома, пересекающего поверхности нескольких сейсмических горизонтов, характеризовались сходной ориентировкой на разных сейсмических горизонтах, (2) в пределах одного разлома характеризовались сходной ориентировкой для нескольких соседних структурных форм, выделенных по одному и тому



Сейсмический горизонт: M_1
 Коэффициент Лодде-Надаи (μ_L): -0.37

σ_n - нормальные напряжения
 σ_s - касательные напряжения
 4 - номер замера

Рис. 2. Редуцированная диаграмма Мора для сейсмического горизонта M_1 . Предполагается, что формирование трещин происходило в обстановке растяжения. Условная вероятность 1-0,5-0 интенсивности распространения открытых трещин определяется по степени близости точек (замеров) к максимальному девиаторному растяжению

же сейсмическому горизонту. После отбраковки по этим критериям, для оставшихся векторов перемещений были определены элементы залегания поверхности разлома и самого вектора перемещения.

Вид тензора и форма эллипсоида напряжений определяются коэффициентом Лодде-Надаи, характеризующим соотношение главных значений тензора и осей эллипсоида [3]. В то же время, необходимо отметить, что по имеющейся выборке данных векторов перемещений, полученных при анализе структурных карт сейсмических горизонтов, коэффициент Лодде-Надаи рассчитывается по редуцированным напряжениям полученным в программе StressGeol [3]. Отсутствие возможности расчета абсолютных величин напряжений связана с тем, что исходными данными послужили только пространственная ориентировка разрывных нарушений и векторов перемещений. По этой причине, оценка интенсивности трещиноватости на изучаемой территории производилась при помощи редуцированных диаграмм Мора исходя из предположения о формировании трещин в обстановке сдвига или растяжения (рис. 2).

В дальнейшем предполагается производить построение карт распределения условных вероятностей интенсивности трещиноватости путем интерполяции полученных на редуцированной диаграмме Мора данных на сейсмические горизонты и, тем самым, осуществлять прогноз распределения трещиноватости для исследуемой территории.

Основной результат реконструкции стресс-состояний показывает, что Арчинское месторождение характеризуется доминированием сжатия север-северо-западного простирания. Пологая до субгоризонтальной ориентировка осей сжатия и растяжения, а также значения коэффициента Лоде-Надаи указывают на преобладание сдвиговой тектоники на Арчинской площади.

Литература

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.
2. *Москаленко А.Н., Худoley А.К., Жуков В.В. и др.* Реконструкция кинематических характеристик разрывных нарушений и поля палеонапряжений для Урмано-Арчинской площади // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. №5. С. 1-16.
3. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007.
4. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонофизические методы изучения природных напряжений по сейсмологическим данным. // Современная тектонофизика, материалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ, 2015. Т. 2. С. 3-42.
5. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989.

П.Л. Неволин¹, А.Н. Митрохин¹

Сихотэ-Алинская складчатая система: особенности строения и контроля золотого оруднения (Центральный Сихотэ-Алинь)

Складчатость, важнейшая производная динамической тектоники характеризуется преимущественно формационно, при сем внимание не акцентируется на признаках стрессов и блоковых движений. Отсюда обеднены и модели контроля оруденения.

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

Исследовался коллаж мезозойских террейнов (рис. 1), где сосредоточены месторождения и рудопроявления Благодатненской золотоносной площади [1]. Внимание акцентировалось на динамике складкообразования. Проведены графический и статистический анализы массовых ориентировок крыльев, осевых поверхностей, зеркал, шарниров складок по собственным наблюдениям и архивным данным [2, 6].

Полученные таким образом формы и стили складчатости несколько отличаются от таковых, составленных по фациальной корреляции.

Самаркинский террейн по Арсеньевскому разлому граничит с выступом Ханкайского массива, перекрытым осадочными, вулканогенно-осадочными отложениями перми, а также триаса, юры, и мела Алчанской впадины. Далее к СЗ располагаются триас-юрско-меловые аккреционные Наданьхада-Бикинский и Киселевско-Майминовский террейны. К юго-востоку от Колумбинского свода расположены раннемеловые, флишoidные Кемский и Таухинский террейны.

По картам, разрезам, наблюдениям выделены интервалы преимущественного падения слоев. По ним воссоздана общая архитектура сооружения, и слагающие ее соподчиненные складки 8-ми порядков, изучена их асимметрия и вергентность, как прямые следствия динамического режима. Основу выявленной архитектуры представляет Колумбинский свод (рис. 1, 2), структура 1-го порядка, охватывающая большую часть изученной площади. Крыло свода Северное (рис. 2), обращенное к СЗ, имеет сложное, но устойчивое, структурное наращивание на расстояние около 150 км до оси Алчанской впадины, другое крыло Южное 1 структурно наращивается к ЮВ на расстоянии до 70 км, до Таухинского террейна (рис. 1, 2). Оба крыла последовательно осложнены крупными 2→3 средними 4→5 и мелкими складками 6→7→8 порядков. На Северном крыле Колумбинского свода длинные крылья мелких складок падают к СЗ, а на Южных 1 и 2 крыльях – наоборот. Все средние и мелкие складки на СЗ и ЮВ крыльях Колумбинского свода независимо от порядков, главным образом, имеют один тип асимметрии, свидетельствующий об общей вергентности масс в направлении оси главного свода. Напомним, что вергентность – направленность движения масс происходит в сторону по наклонению осевых к зеркалам мелких складок, а также в сторону коротких и более крутых крыльев [7]. Короткие крылья нередко опрокинуты. Нередко опрокинуты сразу оба крыла одной складки, поэтому рисунок складчатости усложняется, причем, указывая на Ω-образные антиклинали и каплеобразные синклинали, распространенные в условиях деформации сплющивания. Складки всех порядков

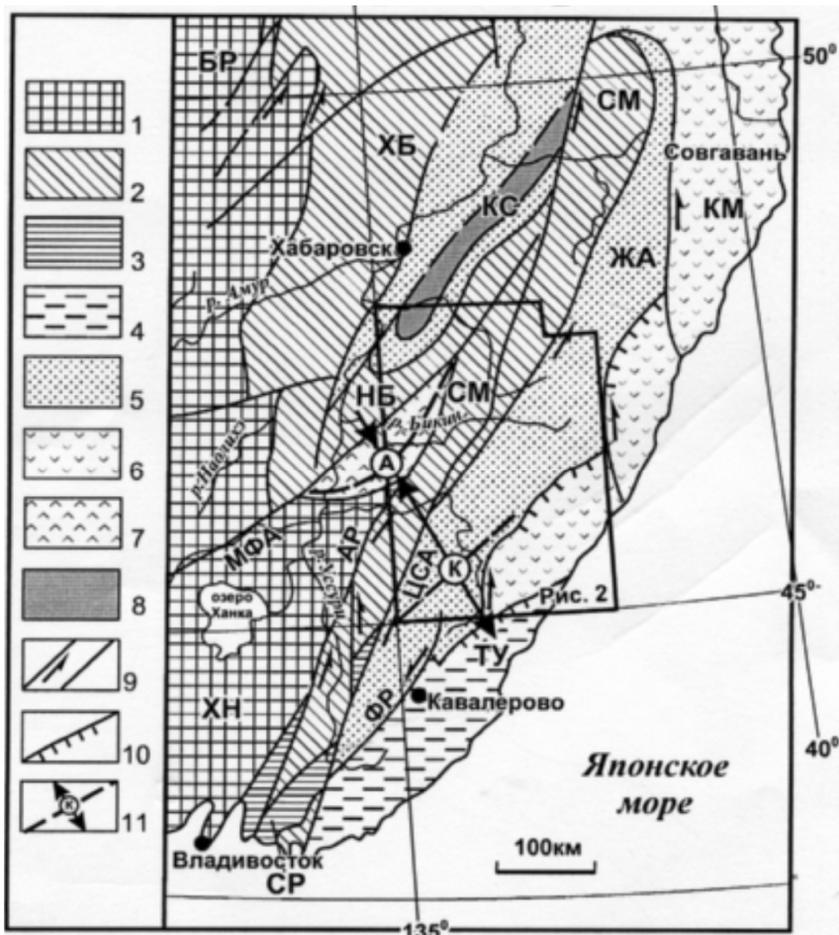


Рис. 1. Район работ на карте террейнов Сихотэ-Алиня по [1].

1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: БР – Буреинский, ХН – Ханкайский; 2 – юрские террейны: фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский); 3 – фрагменты до- кембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы; 4–8 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 5 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖА – Журавлевско-Амурский), 6 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 7 – К₁-К₂ – перекрывающие алчанские вулканогенные, 8 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско- Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – условная линия разреза (рис. 2)

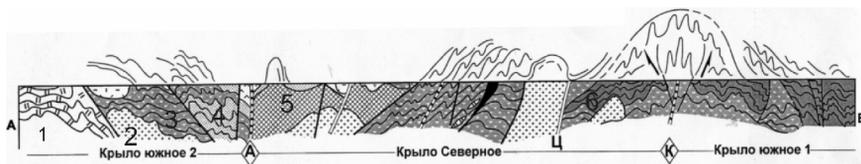


Рис. 2. Схематический разрез фрагмента мезозойской складчатости.

1 – аккреционные микситы с олистоплаками кремней; 2 – меловые гранитоиды; 3 – средне-позднеюрско-берриасские микситы; 4 – пермо-юрские эпиконтинентальные осадочные породы; 5 – кристаллический фундамент; 6 – готерив-альбские флишюиды; А – ось Алчанской синформы; К – ось Колумбинского свода; Ц – Центральный Сихотэ-Алинский разлом

одинаково ориентированы и подобны, а также сопровождаются многочисленными надвигами, взбросами, право- и левосторонними сдвигами, сбросами.

Складки установленные нами не всегда согласуются с закартированными ранее по азимуту и углу и даже направлению падения крыльев. Вторые развернуты чуть к северу на 5–15°. Это означает, фиксируются как минимум два этапа складчатости. 1-й – визуализирован типично пластичными складками, маркированными по литолого-стратиграфическим признакам, 2-й – хрупко-пластичными формами, в которых по какой-то причине пластические нарушения больше не реализуются, пусть это будет, например, достижение средней предела пластичности. Тогда деформирующая роль скользящих слоев переходит к сопряженному сколам, по принципу Кулона-Мора [7], которые в геологических условиях являются соскладчатыми встречными надвигами, а они, взяв на себя роль дополнительной слоистости, сами, наряду со стратиграфической слоистостью, сминались в складки второй очереди. Модель такого структурирования среды пульсирующим сжатием рассматривалась нами на примере возникновения вторичной сколовой складчатости в гранитах [3]. Зачастую взбросовые и надвиговые нарушения развиты по осевым поверхностям таких складок. Этапы – следствие нескольких эпизодов, или импульсов ССЗ продольного сжатия, существенно не менявшего ориентировку. Морфология свидетельствует, что складчатость продольного сжатия является результатом смятия, коробления и сплющивания: Разнопорядковые более мелкие складки вергентны по восстанию крыльев более крупных форм. Она сопровождается соскладчатой разнопорядковой системой встречных надвигов, также вергентных по восстанию осложняемого крыла, то есть направлении теоретического межслоевого проскальзывания. Интересно, что в складках 5–8 порядков

почти полностью отражается морфология и механизм формирования крупной складчатости 2–4 порядков.

Так, судя по геолого-геофизическому материалу, очень вероятно, что сжатие ССЗ направления «пульсировало» в условиях хрупкой среды уже при заложении бассейнов осадконакопления, или их фрагментов, подтверждая механизм формирования рифтограбенов в ректодукционной модели по В.П. Уткину [5].

Установленные закономерности трудно вписать в субдукционно-террейновый тип структуры Центральной и Восточной зон Сихотэ-Алиня. Знаковый момент, не фиксируются «антинадвиги» – пологие сбросы. Они непременно должны иметь место фифти-фифти наряду с обычными надвигами и взбросами при меловом смятии юрских гравитационных оползаний, или нагромождений субдукционного меланжирования. Примечательно, что многие монофациальные разновозрастные олистолиты и олистостромы, укладываются закономерно в антиклинально-синклинальную складчатую структуру. Поэтому материал гораздо лучше подтверждает ректадукционную модель строения Сихотэ-Алиня [5].

Антиформы 2-го порядка контролируют цепи выходящих на поверхность интрузивов и криптобатолитов Сихотэ-Алинского и Приморского [4], а также более мелкие интрузивы К антиформным сводам тяготеют и разноранговые рудопоявления. Так, примечательно, что с Колумбинским антиформным сводом пространственно и, вероятно, генетически связано месторождение Глухое-Встречное и другие проявления Благодатненской золоторудной площади.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2-х кн.) / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573–981.

2. *Неволин П.Л., Мельников Н.Г., Сутурин Н.Г.* О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С. 44–52.

3. *Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.* Гранитообразование в континентальной коре: динамика тектонического позиционирования и структурирования интрузивов (на примере Приморья) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 231–246.

4. *Уткин В.П.* Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1986. Т. 256. № 4. С. 947–951.

5. *Уткин В.П.* Горст-аккреционные системы, рифто-грабены, и вулканоплутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 3 Геодина-

мические модели формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 35–58.

6. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.

7. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Мир, 1981. 245 с.

**А.М. Никишин¹, Ю.Б. Казмин², Е.И. Петров², И.Ф. Глумов²,
Н.А. Малышев³, А.Ф. Морозов², В.А. Посёлов⁴, К. Гайна⁵**

Разнообразие процессов рифтинга в Арктическом океане

В настоящее время для Арктического океана и его шельфовых бассейнов получен значительный объем новых сейсмических данных. Это связано с работами МПР РФ и многочисленных нефтяных и сервисных компаний. Одним из основных открытий этих работ является обнаружение разнообразных зон рифтинга как на шельфе, так и в глубоководной части (рис. 1).

В Восточно-Баренцевском бассейне главная фаза континентального рифтинга была в раннем фране. Раннефранские полуграбены хорошо выделяются на сейсмических профилях. Дополнительная фаза рифтинга была в раннем карбоне. В Северо-Карском бассейне рифтинг был в раннем ордовике. В Южно-Карском бассейне рифтинг был на границе перми и триаса и в раннем триасе.

В полосе бассейнов от моря Лаптевых до Чукотского моря имеется единая рифтовая система с началом рифтинга в апте–альбе. В дальнейшем эти рифтовые системы имели разную историю. Рифтинг в этих бассейнах был связан с образованием глубоководных Амеразийского и Евразийского бассейнов.

В Амеразийском бассейне имеется несколько относительно глубоководных котловин: бассейны Подводников, Макарова и Менделеева-Наутилус. В рельефе их фундамента часто наблюдается горст-грабеновая структура, которая, вероятно, обусловлена сильным растяжением

¹ МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия

² Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

³ Роснефть, Москва, Россия

⁴ ФГУП ВНИИОкеанология, Санкт-Петербург, Россия

⁵ University of Oslo, Осло, Норвегия

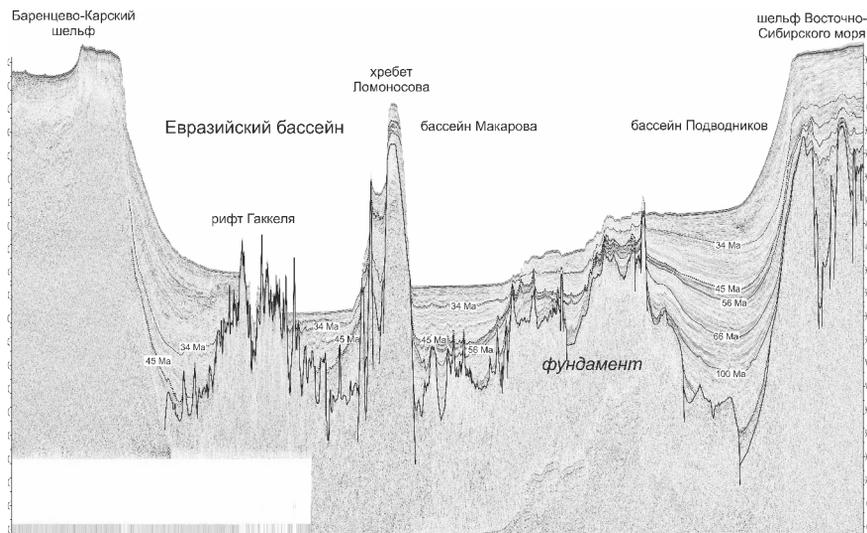


Рис. 1. Интерпретация композитного сейсмического профиля расположенного от шельфа Карского моря до шельфа Восточно-Сибирского моря

континентальной коры в меловое время. В бассейне Макарова имеется крупный осевой грабен дозоценового возраста.

В пределах поднятия Менделеева хорошо различается система разноориентированных меловых сбросов. Вероятно, поднятие в меловое время подверглось значительному континентальному рифтингу и магматизму.

На хребте Ломоносова выделяется система меловых и палеогеновых полуграбенов.

Вдоль центральной части Евразийского бассейна располагается хребет Гаккеля с осевым океаническим рифтом. В последние 45 млн лет хребет Гаккеля характеризуется ультрамедленным спредингом. При этом формируется кора, в которой значительную часть имеет эксгумированное и серпентинизированное вещество мантии. Ультрамедленный спрединг в хребте Гаккеля сопровождался активизацией ранее образованных сбросов на поднятии Менделеева и на хребте Ломоносова. При этом сформировалась их современная горст-грабеновая структура.

Изучение зон рифтинга в Арктике демонстрирует новые проблемы геодинамики. Бассейны Северо-Чукотский и Восточно-Баренцевский имеют толщину осадков до 18–20 км и сильно утоненную континентальную кору. При этом подошва их акустического фундамента на

сейсмических профилях часто выглядит субгоризонтальной. Мы предполагаем, что при сильном континентальном растяжении ее верхняя кора растягивается по механизму «домино» или «книги на полке» с вращением коровых блоков в одну сторону. Это, вероятно, и приводит к выравниванию кровли фундамента обусловленного рифтингом бассейна.

В Амеразийском бассейне, включая Канадский бассейн, выделяются несколько бассейнов и их частей с разными типами коры: сильно утоненной континентальной, нормальной океанической, корой представленной в основном веществом эксгумированной мантии, растянутой континентальной корой преобразованной плюмовым магматизмом. Пока нет четких критериев при выделении доменов с разной корой. По разнообразию геологического строения Амеразийский бассейн является одним из самых уникальных в мире.

Характер строения зон континентального рифтинга определяется сочетанием таких параметров, как толщина дорифтовой литосферы, величина и скорость растяжения, масштабы плюмового интрузивного и эффузивного магматизма, соотношение масштабов растяжения и сдвиговых деформаций.

С.Б. Николаева, Д.С. Толстобров¹

Новейшая геодинамика Мурманского побережья Баренцева моря: гляциоизостатические и сеймотектонические аспекты

Новейшая геодинамика Мурманского побережья, как и всего Балтийского кристаллического щита (БКЩ), обусловлена вертикальным унаследованным сводообразным изостатическим поднятием щита в целом, остаточным постгляциоизостатическим поднятием, горизонтальным сжатием со стороны раздвигающегося Срединно-океанического рифта. Роль и масштабы проявления этих процессов различны и зависят от времени проявления, конкретной геологической структуры и истории ее развития. Дискуссионным вопросом остается роль гляциоизостазии в проявлении голоценовых движений и сейсмичности, особенно в зонах, разграничивающих крупные геоструктуры. Одна из таких зон –

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

Мурманская, соответствует тектонической границе первого порядка между Баренцевской плитой и БКЩ (шовная зона «линеамент Карпинского»).

Модельная реконструкция гляциоизостатического поднятия Мурманского побережья, новые данные палеосейсмогеологических исследований, в том числе и результаты изучения кернов донных осадков (ДО) озер, обобщающие сведения об активной тектонике позволили авторам оценить роль тектонической составляющей в гляциоизостатическом поднятии континента в разные этапы голоцена и установить периоды сейсотектонической активизации локальных геоструктур.

В результате пересмотра существующих материалов и привлечения новых данных по перемещению береговой линии СЗ Кольского региона и Баренцевоморского побережья [1] произведена модельная реконструкция изобаз поднятия на новом уровне. Данные для определенного промежутка времени интерполированы методом «точечного кригинга с линейным дрейфом». В результате построены модельные поверхности для 10000, 9000 и 7000 лет назад, которые отражают амплитуду поднятия территории и изменение положения береговой линии (рис.). В конфигурации изобаз (рис., карта В) обращает на себя внимание их нарушение в районе Кольского фиорда. Это отклонение, как и доминирование сдвигов среди широкого спектра неотектонических разрывных нарушений, необъяснимо с позиций гляциоизостатической модели и может быть обусловлено тектоническими факторами.

Геологическое подтверждение о влиянии тектоники в отклонении изобаз получено при изучении кернов ДО озер, изолированных от моря в ходе гляциоизостатического поднятия континента. Осадочные разрезы, вскрытые бурением в котловине оз. Ретинское (51.5 м н.у.м.), обладают характерными отличительными особенностями. Поднятые керны имеют двучленное строение: морские алевриты со щебнем и галькой (мощность 0.62 м), переходящие вверх по разрезу в пресноводную гиттию (мощность 0.29 см). Во всех колонках присутствует отчетливо выраженный прослой песка (мощность 2.5 см), заключенный в сапропелевую матрицу. Образование минерагенных осадков (песков) во время накопления органогенных отложений свидетельствует о нарушении гидродинамического режима осадконакопления в водоеме в результате резкого обмеления, возможно связанного с поднятием. Образование прослоя песка произошло между 9.2–6.3 ^{14}C т.л.н (или 10.4–7.2 кал.), а само событие ~7.8–8.0 ^{14}C т.л.н. В это же время ~7.8 ^{14}C т.л.н (или 8.6–8.4 кал.) отмечены нарушения в донных осадках еще одного озера близ г. Полярный [2], связываемые с тектоническими подвижками [3].

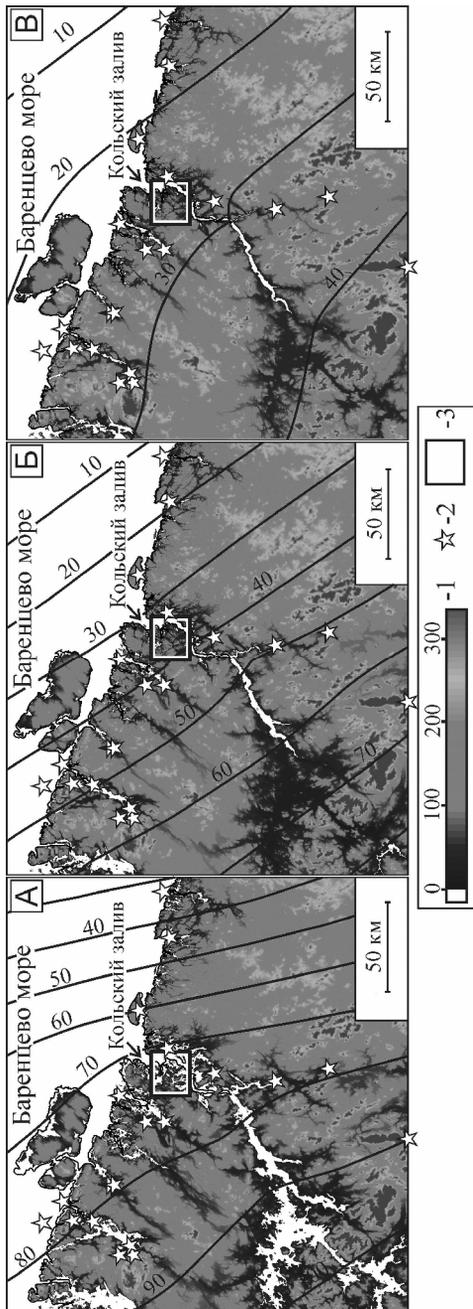


Рис. Модельная реконструкция перемещения береговой линии Баренцева моря и схемы изобаз поднятия территории СЗ Кольского региона за 10000 (А), 9000 (Б) и 7000 (В) лет.

1 - шкала высот в м; 2 - палеосейсмореформации по данным разных авторов; 3 - участок изучения донных осадков озера

Анализ изучения времени изоляции озерных котловин от моря на побережье Мурмана, расположенных на близких высотных отметках, выраженность в рельефе многочисленных линейных элементов разных порядков, образующих ортогональную или более сложную систему разрывов и формирующих мелкоблоковое строение территории, указывают на тектонические перемещения отдельных блоков с вертикальной составляющей в голоцене. Следует отметить, что время образования нарушений в ДО озер Кольского фиорда коррелируется и со вспышкой сейсмической активности около 7200–8000 лет назад, установленной по данным изучения озер западного побережья Норвегии [4].

Признаки новейшей геодинамической активности и молодого разломообразования к настоящему времени установлены почти вдоль всего Мурманского побережья. Палеосейсмодеформации в скальном субстрате представлены зонами дробления и трещиноватости, рвами, скальными оползнями и обвалами, сильно раздробленными массивами и пр. [5]. Сейсмически индуцированные структуры в рыхлых отложениях (сейсмиты) выявлены в разных генетических типах четвертичных отложений в районах р. Печенги, Ура-губы, Сайда-губы, Кольского фиорда [3, 6]. Интенсивность отдельных событий превышала VIII–IX баллов [5]. В последние 50–60 лет интенсивность сейсмических событий падает.

Пересмотр результатов радиоуглеродного датирования палеосейсмонарушений позволили предварительно выделить периоды геодинамической активизации зоны. Наиболее мощными и частыми сеймотектонические события проявлялись в период дегляциации территории и раннего голоцена – 11–9.3 т.л.н. Это хорошо согласуется с данными и по всей Фенноскандии [7]. Влияние гляциоизостатического фактора способствовало разрядке напряжений и как следствие – повышенной сейсмичности в этот период. В среднем и позднем голоцене сейсмические события стали более редкими, влияние гляциоизостази вероятно свелось к минимуму, а более значимой стала роль тектонического фактора. Полученные данные позволяют предположить, что активизация сейсмической активности могла происходить около 9.0, 8.6, 8.5, 7.8, 6.3, 3.8, 3.4, 2.8, 1.6, 1.5 т.л.н.

Активизация Мурманской зоны и ее повышенная сейсмичность могла быть обусловлена контрастностью движений на границе щит–море и влиянием трансформной тектонической структуры, развитой на всем протяжении от Шпицбергена до моря Лаптевых. Не исключено, что доминантным типом тектонических движений на новейшем этапе стали вращательные смещения как Евразийской плиты в целом, так и отдельных геоблоков (в том числе и Кольского полуострова) на ее северо-

западной окраине [8]. Эти процессы в сочетании со снятием ледниковой нагрузки («гляциоизостатическим эффектом») обусловили формирование нескольких локальных максимумов сейсмической активности на пересечении «линеамента Карпинского» не только с поясом крупных неотектонических трансформных разломов (Хибино-Харловского и Куусамо-Порьегубского), переходящих на Баренцевоморском шельфе в структуру Восточно-Баренцевоморского рифта [9], но и зон разломов более низких порядков – Печенгской, Титовской, Урагубской, Фиордо-Озерной, Териберской, и в том числе и Кольского фиорда.

Исследования поддержаны Правительством Мурманской области в рамках государственной программы «Развитие экономического потенциала и формирование благоприятного предпринимательского климата» и РФФИ – грант 14-05-98806 р_север_а и грантом РФФИ 15-05-06831.

Литература

1. Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П. Побережье Баренцева моря в голоцене (северо-западная часть Кольского региона // Береговая зона – взгляд в будущее: Материалы XXV международной береговой конференции. Т. 2. М.: ГЕОС, 2014. С. 43-45.

2. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V. Ya., Møller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins at Polyarny (Kola Fjord), northwest Russia // Boreas. 2001. Vol. 31. P. 155–177.

3. Николаева С.Б. Свидетельства сейсмических событий на побережье Мурмана в позднеледниковье и голоцене (северо-восток Балтийского щита) // Известия РГО. 2013. Т. 145. Вып. 4. С. 53-65.

4. Bondevik S., Svendsen J.I., Johnsen G., Mangerud J., Kaland P.E. The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup // Boreas. 1997. Vol. 26. P. 29-53.

5. Никонов А.А., Николаева С.Б. Линеамент Карпинского на границе Фенноскандинавского кристаллического щита и Баренцевой плиты как активная тектоническая и сейсмическая зона // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Материалы Международной научной конференции. Мурманск, 6–8 ноября 2014 г. Вып. 12. М.: ГЕОС, 2014. С. 232-237.

6. Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, №7. С. 830-839.

7. Morner N.-A. Paleoseismicity of Sweden. A novel paradigm. Stockholm, 2003. 320 p.

8. Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г. Современный геодинамический режим Срединно-Атлантического хребта и прилегающих территорий // Материалы XVI международной конференции: Свойства, структура, динамика и минералогия литосферы Восточно-Европейской платформы, Воронеж, 2010. Т. 2. С. 118-123.

9. Vinogradov A.N., Baranov S.V. Recent geodynamic regime of the Eurasia – North American interplate boundary: Evidences from seismology of Arctic // Вестник МГТУ. Труды Мурманского государственного технического университета. 2012. Т. 15, №2. С. 435-438.

А.А. Никонов¹

Сейсмогеодинамика Крымского региона (по материалам за 2.6 тыс. лет)

«Довольно значительный период времени, в течение которого в Крыму не происходило больших землетрясений (около 60 лет), был причиной того, что эту область незаслуженно привыкли считать сейсмичной или весьма слабосейсмичной». Д.И. Мушкетов, 1933, стр. 71.

Сейсмогеодинамика рассматривает природу сейсмичности как результат движений земной коры и всей литосферы с учетом их иерархической структуры, прочностных свойств, силовых полей напряжений и деформаций, а также процессов разрушения на разных масштабных уровнях [7]. Сейсмогеодинамика имеет дело не столько с течением горных масс, сколько с крупными импульсными подвижками объемных массивов (блоков) земной коры при мощных землетрясениях. Трехмерный процесс с размерностью в 10^2 км в такой постановке дополняется четвертой размерностью (4D), т.е. учитывает долговременный тренд. Докладчик много лет разрабатывал подобный подход к рассмотрению пространственно-временного распределения очагов сильных землетрясений в структурированной геологической среде, прослеживая миграцию очагов сильных землетрясений вдоль крупных разломов в Средней Азии, на Кавказе и в других регионах. Данное исследование продолжает работы в геодинамическом ключе применительно к Крымскому ре-

¹ Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия

гиону. Рассматриваются основные разломные структуры в земной коре, землетрясения с $M \geq 6$ и с очагами в кристаллическом фундаменте, ≥ 15 –20 км, сейсмические события за время 10^2 – 10^3 лет. Землетрясения с таким порогом магнитуд и длиной разрывов в очаге от 20 км и больше, структурообразующи и отражают геодинамические процессы регионального масштаба.

Общие тенденции в пополнении знаний о разрушительных землетрясениях в регионе за последние полвека это, в первую очередь, наращивание числа сильных событий за счет выявления и параметризации землетрясений древности. Число включавшихся в рассмотрение сильнейших событий прошлого в регионе неуклонно, несмотря на признание некоторых (1341, 1471 гг.) ошибочными, но разными темпами. Резкое возрастание числа сильных событий с определяемыми параметрами связано с внедрением в 80–90 гг. XX века обновленного подхода при исследовании исторических событий и археосейсмического метода (в авторской модификации). Рост знаний шел в основном за счет событий на крайнем западе и крайнем востоке региона, раньше систематически недооценивавшихся. В итоге получены новые версии каталогов сильных событий в регионе, $M \geq 5.5$, за 2.5–3 тыс. лет. Первый вариант такого каталога включал 25 событий с $M \geq 5.8$ [4], вместо 5 (с двумя ложными) в базовом каталоге [5], второй авторский каталог, дополненный и уточненный в 2015 г., содержит 32 события с тем же порогом магнитуды (все без учета землетрясений в Анапской зоне). Этот расширенный каталог и положен в основу настоящего исследования.

Общая ситуация и геолого-структурный каркас. По геологическим показателям, таким, как простирание и наклоны складчатых деформаций в мезозойском и кайнозойском осадочных комплексах, ориентировка и кинематика разломов и разрывов, результаты тектонофизических исследований, решения механизмов очагов в сейсмоактивном слое, в регионе определено устанавливается общее субгоризонтальное меридиональное сжатие с расхождением в краевых частях простирания Крымского горного массива [2, 3, 6, 8 и др.]. Это относится и к новейшему периоду, и к современности. Исходя из установленной ныне приуроченности гипоцентров большинства землетрясений, особенно сильных, к глубинам более 15 и до 50 км, т.е. к консолидированному фундаменту, автор, в отличие от крымских специалистов [1], использовал не карту разломов в осадочном чехле, а схему глубинных разломов, с учетом фиксированных в чехле поперечных разломов, с признаками их тектонической активизации в плейстоцене и до настоящего времени. Принималась во внимание приуроченность эпицентральных областей большинства введенных ныне в оборот сильных землетрясений про-

шлого к узким поперечным и косым по периферии региона зонам разломов. Подтверждением этого положения служит совпадение не только наиболее потрясенных областей, но и длинных осей макросейсмического поля ряда сильных исторических землетрясений (-63, 1615, 1790, 1869, 1875, 26.VI и 11IX.1927 гг.) с простиранием активизированных разломов. Последние подпадают под понятие сейсмолинеаментов и используются как главные сейсмогенерирующие элементы при сейсмораионировании. В регионе выделено 7 сейсмолинеаментов (включая Анапский), в 5-ти из которых фиксировано по 5–9 сильных (вместо 0–3 прежде) землетрясений с выбранным порогом магнитуд. Рассматривается 6 сейсмолинеаментов, продольных и поперечных. Последние образуют в плане расходящийся к северу веер (его верхнюю часть) в пределах полосы длиной 300 км, шириной 40–60 км вдоль ЮБК Крыма. Такой рисунок отражает главные составляющие структурно-динамического каркаса на уровне фундамента (не осадочного покрова) в условиях господствующего регионального субмеридионального сжатия.

Новые возможности анализа и результаты. Выявление нескольких сейсмолинеаментов в регионе с несколькими сильными, $M 6.0-7.5$ землетрясениями в каждом из них за два с половиной тысячелетия открыло возможность прояснить такие составляющие сейсмогеодинамического процесса, как средние интервалы повторения в каждом сейсмолинеamente высокомагнитудных сейсмических событий и пространственно-временная миграция их эпицентральных (очаговых) областей для региона в целом. Результаты представлены в докладе в цифровом и графическом видах. Они не были предсказуемы и ожидаемы, но оказались вполне отчетливыми, во всяком случае, для пяти из шести линеаментов (по Южно-Азовскому событию, возможно, фиксированы не полностью). Средняя по региону повторяемость землетрясений с $M \geq 6(\pm 0.3)$ за достаточно представительный, впервые охваченный период 2.6 тыс. лет составляет несколько больше 100 лет. Но средние для каждого из выделенных сейсмолинеаментов периоды повторения, естественно, больше. По крайним в регионе сейсмолинеаментам, западному, Севастопольскому, и восточному, Керченскому, средняя повторяемость определена в 260–350 лет, а в Ялтинской очаговой зоне 320–370 лет. Сильные землетрясения в разных сейсмолинеаментах синхронно не возникали. Как правило, очаги последующих событий (выше принятого порога магнитуд) смещались в одном направлении по широте от одного крайнего (на западе и востоке) линеамента к другому крайнему, после чего смещение шло в противоположную сторону, нередко с возникновением событий и в сейсмолинеаментах промежуточного положения. Иными словами, процесс, как оказалось, в масштабе столетий развивается доста-

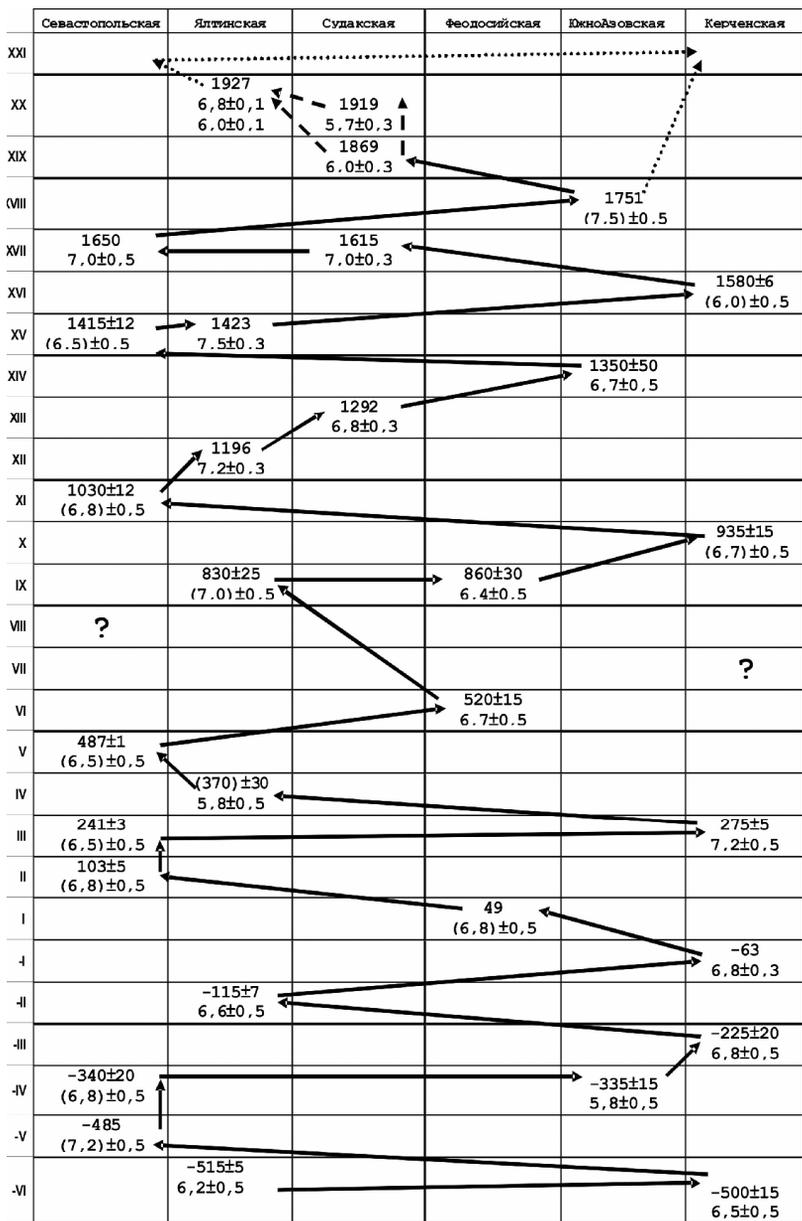


Рис. 1. Схема пространственно-временной миграции сильных, $M \geq 6$, землетрясений в Крымском регионе за 2.6 тыс. лет

точно закономерно, демонстрируя «эффект маятника». Насколько известно, сейсмогеодинамика в стиле «маятника» до сих пор в сейсмогенных регионах не обнаруживалась. Такой, кажущийся неожиданным, стиль пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений в условиях господствующего в земной коре региона субмеридионального сжатия с юга, не удивителен. Он подкрепляет представление о геодинамическом единстве Крымского региона в выбранных границах. Этой ситуацией и суперпозицией активных разломных зон определяются кинематика смещений и механизм сильных землетрясений в выделенных сейсмолинеаментах.

Открывающиеся прогнозные ожидания. Обнаруженные закономерности позволяют, на взгляд автора (доклад в ИФЗ РАН 04.VI. 2015), представить прогнозные ожидания. Главный вывод прикладного значения: из выделенных 6 очаговых зон (сейсмолинеаментов) две имеют такой же, как в Ялтинской области сейсмический потенциал ($M_{\text{макс}}$), но относительно более короткие периоды «молчания» (gap). Это Западно-Крымская (Севастопольская) и Керченская области. В 1-й «молчание» длится 365 лет (при среднем интервале 265–300 лет), во 2-й, с учетом землетрясения 1750 г. в сопряженном продольном Южно-Азовском сейсмолинеamente, – 265 лет (при среднем интервале 290–350 лет). Это означает, что две крайние области региона, Севастопольская и Керченская, вступили в период нарастающей опасности (порядок: десятилетия). Значимость разрушительных событий (с сопровождающими явлениями, в первую очередь, деформациями поверхности и дна и цунами) в указанных краевых областях Крыма не требует комментариев. Сценарии специалистам известны. С учетом стратегической значимости указанных областей ситуация требует неотлагаемых действий по специально разработанным координированным программам.

Литература

1. *Борисенко Л.С., Тихоненков Э.П., Новик Н.Н., Чебаненко И.И.* О структурной приуроченности эпицентров основных групп Крымских землетрясений // Геологический журнал. 1983. № 6. С. 65-73.
2. *Вольфман Ю.М.* Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. Ст. 1 // Геофизический журнал. 2014. Т. 36. № 6. С. 93-112; Ст. 2. 2015. Т. 37. № 1. С. 100-120.
3. *Гончар В.В.* К обоснованию механизма латеральной экструзии земной коры Горного Крыма // Геофизический журнал. 2015. Т. 37. № 4. С. 145-150.

4. *Никонов А.А.* Сейсмический потенциал Крымского региона: сопоставление региональных карт и параметров выявленных событий // Физика Земли. 2000. № 7. С. 53-62.

5. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 536 с.

6. *Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации в осадочном чехле Азовского моря // Геотектоника. 2009. № 4. С. 84-93.

7. *Уломов В.И.* Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 6-22.

8. *Шалимов А.И.* Новая тектоническая схема Крыма и связь складчатых сооружений Горного Крыма и С-З Кавказа // Строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1966. С. 49-58.

Н.И. Павленкова¹, С.Н. Кашубин²

Типы земной коры и геодинамика глубоких платформенных впадин

В платформенных областях Северной Евразии по данным глубинных сейсмических исследований выявлено несколько крупных впадин глубиной до 15–20 км. Общими структурными особенностями этих впадин является их округлая форма с крутыми склонами и плоским дном и сокращение мощности земной коры (подъем границы М). Различаются впадины мощностью основных слоев консолидированной коры.

По сейсмическим данным и данным глубокого бурения в континентальной коре выделяется три основных слоя примерно одинаковой мощности: верхний гранито-гнейсовый со скоростями Р-волн 5.8–6.4 км/с, средний гранулитогнейсовый (6.5–6.7 км/с) и нижний гранулитобазитовый слой (6.8–7.0 км/с). По мощности этих слоев можно выделить три основных типа впадин: континентальный со всеми тремя слоями, «субконтинентальный» при отсутствии верхнего слоя и «субокеанический» при наличии только «базитового» слоя. В Северной Евразии выявлены впадины всех трех типов [3, 4, 5, 9, 11]. В пределах Карско-Баренцевского шельфа рядом расположены Северо-Баренцевская впадина континентального типа, Южно-Карская «субконтинентально-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² ВСЕГЕИ, С.-Петербург, Россия

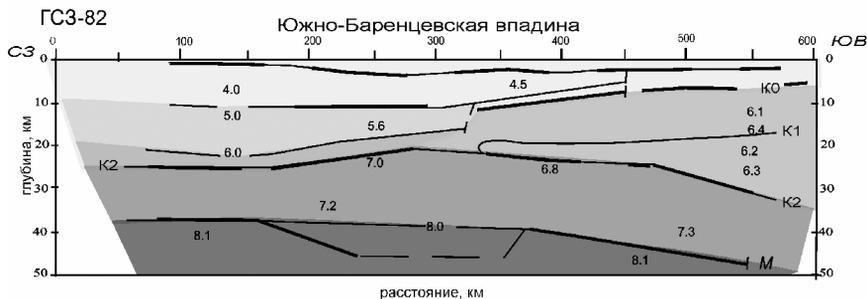
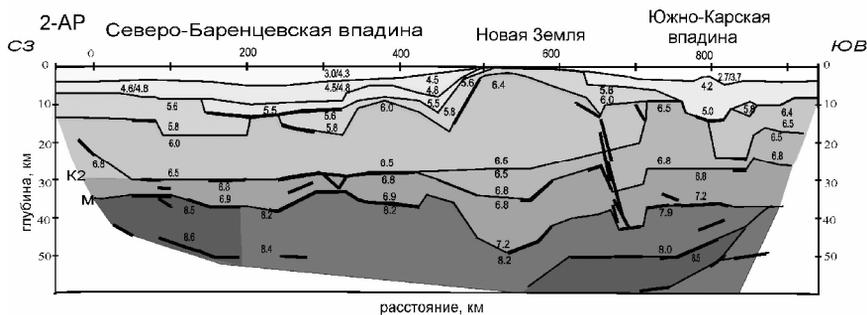
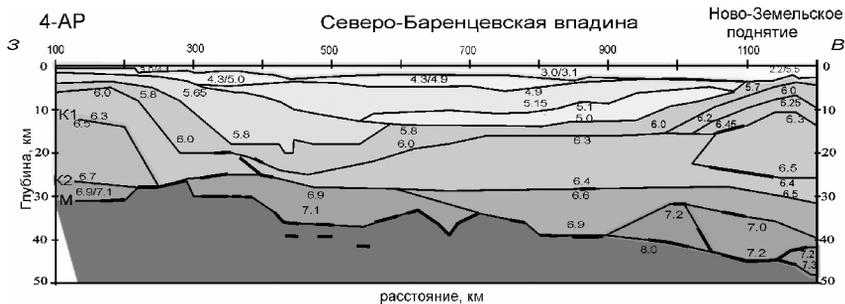
го» и Южно-Баренцевская «субокеанического» типа (рис. 1). К «субконтинентальному» типу относятся Днепровско-Донецкая и Вилуйская впадины, к «субокеаническому» Прикаспийская и Пур-Гыданская.

Существуют различные модели формирования описанных типов земной коры. «Субокеанические» впадины чаще всего объясняются рифтогенезом с образованием разломных зон, которые заполняются мантийным материалом. Такая природа предлагалась, например, для Баренцевских впадин, вытянутых вдоль Ново-Земельского поднятия. Но сейсмические исследования показали чисто платформенную и длительную историю формирования этих впадин с совершенно разным типом коры (рис. 1).

Хорошо обоснованной моделью является процесс «базификации» земной коры, то есть внедрение в кору из мантии основного материала и трансформация коры в результате различных процессов метаморфизма [10]. Большое значение имеет, очевидно, эклогитизация нижней коры: эклогиты характеризуются «мантийными» скоростями, то есть они хорошо объясняют подъем границы М под впадинами [1]. Но все эти преобразования не могут объяснить полную переработку мощного гранито-гнейсового слоя, отсутствующего под многими впадинами, при спокойном залегании их фундамента. Возникают проблемы и для объяснения источника огромного объема осадочных пород, накопившихся во впадинах при общих платформенных условиях их развития.

Для решения этих проблем предлагается дополнительный механизм формирования глубоких впадин, основанный на изменении с глубиной механических свойств коры. По данным ГСЗ и глубокого бурения известно, что в коре континентов на глубине 10–20 км, существуют слои с пониженными сейсмическими скоростями и повышенной электропроводностью, то есть слои повышенной пористости и флюидонасыщенности [2, 6–8]. Это определяет повышенную пластичность этих слоев. Важным процессом формирования глубоких впадин может быть горизонтальное течение вещества по этим ослабленным зонам при давлении снизу со стороны восходящих мантийных потоков. Постепенный отток вещества из созданных зон повышенных напряжений может объяснить существенное сокращение под впадинами мощности гранито-гнейсового слоя при сохранении платформенной структуры осадочного чехла. Более того, подвижность материала на глубине более 10 км способствует выравниванию неоднородностей фундамента глубокой впадины и формированию практически горизонтальной его поверхности.

Отток материала из ослабленной зоны средней коры должен привести также к увеличению мощности этой зоны вокруг впадины и к соответствующему подъему дневной поверхности. Такого рода подъем мо-



Сейсмические разрезы земной коры разного типа: континентального для Северо-Баренцевской впадины, «субконтинентального» для Южно-Карской впадины и «субокеанического» для Южно-Баренцевской впадины. Тип коры определяется мощностью «гранито-гнейсового» слоя со скоростями Р-волн 5.8–6.6 км/с.

жет обеспечить достаточно интенсивный снос обломочного материала во впадину и формирование мощного осадочного чехла. Образовавшийся в результате своеобразный круговорот корового вещества с противоположным его движением вокруг впадины позволяет объяснить крутые ее склоны при относительно медленном, платформенном, развитии.

Но всех этих процессов не достаточно для формирования глубокой впадины с сохранением континентального типа коры, например, для Северо-Баренцевской впадины (рис. 1). Сокращение мощности коры только за счет нижнего «базитового» слоя можно объяснить его экологитизацией, но громадное погружение всей коры связано, очевидно, с более глубокими процессами. Это может быть отток материала из мантийной ослабленной зоны, выявленной в верхней мантии Северной Евразии на глубине около 100 км [9].

Предлагаемая механическая модель формирования глубоких впадин не исключает все остальные процессы: локальный рифтогенез, «базификацию» и экологитизацию, которые следует объединить в одну комплексную петрофизическую модель. Но для такого формирования крупных по площади впадин необходим обширный, достаточно равномерный и долго действующий источник энергии. Наиболее вероятным таким источником может быть поступление в низы коры мантийного материала, насыщенного глубинными флюидами, или просто продолжительный поток энергоемких глубинных флюидов [8]. Флюидными потоками, имеющими часто вихревой характер, можно обеспечить и округлую форму глубоких впадин. Но эти потоки должны быть длительными и достаточно спокойными, что в свою очередь предполагает существование под впадинами, долговременных проницаемых зон литосферы или глубинных нарушений. Возможно, этим и объясняется расположение глубоких впадин по окраинам древних платформ и вдоль границ между крупными тектоническими структурами.

Таким образом, формирование глубоких платформенных впадин происходит, очевидно, в результате сочетания нескольких геодинамических процессов, – это образование небольших локальных рифтов с разрывом коры, поступление в кору мантийного материала («базификация» коры), метаморфизм пород коры, экологитизация ее нижней части и отток вещества из ослабленных зон коры и верхней мантии. Тип земной коры впадин определяется интенсивностью и энергоемкостью этих процессов: более интенсивными при образовании «субокеанической» коры и умеренными при «субконтинентальном» типе. Основным источником энергии и глубинного вещества для всех этих процессов является, по всей видимости, долговременные потоки глубинных флюидов, то есть дегазация Земли.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растяжение литосферы или экологитизация? // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 12. С. 1675-1686.

2. Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части коры Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 1. С. 1-9.

3. Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская. М.: Наука, 1991. С. 118-135.

4. Каиубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5-20.

5. Каиубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Н.И., Лукашин Ю.П. Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 88-102.

6. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. №1. С. 16-28.

7. Павленкова Н.И. Кольская скважина и ее значение для глубинных сейсмических зондирований // Советская геология. 1989. № 6. С. 17-23.

8. Павленкова Н.И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 51-61.

9. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2014. 192 с.

10. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С. 39-64.

10. Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли. 2009. № 3. С. 56-63.

Н.И. Павленкова¹

Роль идей Е.Е.Милановского о расширяющейся Земле для развития концепций глобальной тектоники

Работы Е.Е. Милановского о расширяющейся Земле появились в самый разгар дискуссий между сторонниками тектоники литосферных плит и их противниками. Борьба была очень ожесточенной, так как каждая сторона претендовала на объяснение всей глобальной тектоники с

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

каких-то одних позиции. Геотектоника очень сложная наука, опирающаяся на законы геологии, геофизики, геохимии, космической физики и многих других наук. В таких условиях существование множества гипотез или моделей развития верхних оболочек Земли и появление все новых их разновидностей с ростом фактического материала неизбежно. Как правило, большая часть гипотез содержит какие-то рациональные зерна, и самое разумное не отвергать эти новые решения, а накапливать их, постоянно проверять их жизнеспособность в условиях растущих знаний и возможность объединения их в единые концепции. Именно так подошел к решению этих проблем Е.Е. Милановский [5]. Он начал с анализа противоречий между «мобиристами» и «фиксистами» и попытался найти возможность их согласования. Он принял очевидное деление литосферы на плиты разного масштаба, их горизонтальные движения и большую роль в формировании многих геологических структур. Но он видел несомненную связь многих тектонических структур с долговременными процессами в верхней мантии и считал невозможным оторвать эти структуры от их глубоких корней. Выход из этого противоречия Е.Е. Милановский видел в объяснении формирования крупных рифтовых зон и срединно-океанических хребтов не только за счет движения литосферных плит, но и за счет расширения Земли. Пульсирующий характер расширения позволял объяснить смену этапов раздвижения плит на их коллизию.

Последние данные глубинных геофизических исследований и глубоководного бурения подтвердили возможность и целесообразность именно такого подхода к развитию концепций глобальной тектоники, основанного на выработке комплексных моделей, генетически сочетающих главные положения разных концепций и объясняющих новые экспериментальные данные разных геонаук. Необходимость создания таких комплексных моделей подтверждается новыми данными глубоководного бурения о возрасте и типе земной коры океанов. Тектоника литосферных плит дает возможность объяснить принципиальное различие в строении континентальной и океанической коры. Континентальная кора древняя и характеризуется большой мощностью, до 50–60 км, и наличием 10–20 км гранито-гнейсового слоя. Океаническая кора обычно тонкая (до 10 км), и в ней отсутствует этот слой. Предполагалось, что она молодая. Но сейчас установлено, что существует и древняя океаническая кора (начиная с архея) и сложена она не излившимися породами, а метаморфическими габбро [1]. Кроме этого большие участки океанов покрыты корой переходного типа толщиной 10–30 км, часто с наличием тонкого (5–7 км) слоя континентальной коры [1–3, 8]. Разный тип коры проявляется в особенностях магнитного поля. На конти-

нентах оно резко дифференцировано с чередованием аномалий разного знака и разной ориентировки, в пределах срединно-океанических хребтов оно представлено линейными аномалиями, параллельными оси хребта. Огромные области океанов характеризуются континентальным магнитным полем, что тоже подтверждает наличие в них субконтинентальной коры.

Модель расширяющейся Земли дает возможность объяснить существование разных типов океанической коры за счет ее образования не только в пределах срединно-океанических хребтов, но и гораздо раньше, по всей поверхности Земли, создавая сложное сочетание древней и молодой коры. Это сложный, многоэтапный процесс, который должен учитывать и другие особенности глобальной тектоники. В этом плане существующие концепции расширяющейся Земли [16] требуют существенных доработок. Большинство из них предполагает, что все океаны были полностью образованы ее расширением. Это не согласуется с данным о разной структуре океанов. Южная Атлантика и Индийский океан имеют классическое строение: срединно-океанические хребты с типично океанической корой располагаются действительно в их центральной части. Края окружающих эти океаны континентов пассивные: без зон субдукций (зон концентрации землетрясений, зон Беньофа). Тихий океан принципиально отличается от этих океанов. Срединно-океанический хребет расположен в его юго-восточном углу, в восточной части океана преобладает океанический тип коры, в западной – переходный [2]. Края Тихого океана образуют правильную дугу, вдоль которой сформировалось кольцо зон Беньофа, прослеживающиеся по аномалиям повышенных сейсмических скоростей через всю мантию [12]. Глубинное заложение этого кольца подчеркивается и гравитационным полем [13]. Все это означает, что Тихий океан представляет собой самостоятельную древнюю структуру планеты, Тихоокеанское полушарие, с пониженным рельефом дневной поверхности относительно остальной, в основном, континентальной ее части [9]. Такое деление на два полушария типично и для других планет [11].

Кроме этого, общей структурной особенностью всех океанов является их упорядоченность в планетарном плане. Система срединно-океанических хребтов симметрична относительно южного полюса: она образует кольцо вокруг Антарктиды и серию рифтовых и нарушенных зон, расходящихся по меридианам с примерно одинаковым расстоянием между ними, через 90° [6, 10]. Тихоокеанское кольцо активных окраин, образующих правильную дугу, под прямым углом пересекается Альпийско-Гималайской зоной сильных землетрясений. Эта общая упорядоченность крупных структурных элементов Земли подчеркивается

симметрией Арктического океана относительно Антарктиды, удивительно похожих по размерам и общим очертаниям, но противоположным по форме рельефа.

Описанная упорядоченность этих структурных форм Земли хорошо согласуется с моделью расширяющейся Земли, но она означает существование несколько этапов такого расширения, разного в ее полушариях. На первом этапе, по всей видимости, образовалась глобальная система нарушенных зон кольцевой формы (Тихоокеанское кольцо и Альпийско-Гималайский пояс), а на втором, в результате более интенсивного расширения южного полушария образовалась система срединно-океанических хребтов, симметричных относительно южного полюса [6, 15]. Такая модель не противоречит основным положениям плитовой тектоники, она даже совершенствует ее, дополняя более мощным, чем мантийная конвекция, источником энергии, необходимым для разрыва древних континентов, но она ограничивает масштабы возможного раздвижения плит рамками регулярной системы срединно-океанических хребтов, и соответственно, масштабы возможной их субдукции.

Нужно также подчеркнуть, что всех описанных механических движений в тектоносфере (подвижки литосферных плит и расширение Земли) не достаточно для формирования всего многообразия ее структурных форм. Континенты и океаны существенно различаются не только многообразием разных типов земной коры, но и строением верхней мантии: для континентов характерна мощная (до 300 км) литосфера («корни» континентов) с практически отсутствующей четко выраженной астеносферой [7]. Литосфера в океанах тоньше и подстилается хорошо выраженной астеносферой. Для объяснения этих различий необходимо дополнять комплексные модели глобальной тектоники петрофизическими данными. В этом плане перспективным направлением является изучение преобразования вещества планеты в процессе ее дегазации. Согласно этим данным [4], континентальная земная кора формировалась из мантийного материала, насыщенного флюидами, и длительный процесс флюидной дегазации мог привести к деплетированию вещества мантии, его кристаллизации и к формированию мощной континентальной литосферы. То есть можно предположить, что континентальная кора и мантийные «корни» континентов образовались в областях повышенного потока глубинных флюидов, а в областях с древней океанической корой поток был слабым, и там образовались лишь отдельные блоки коры переходного типа [6, 15]. Основным источником глубинных флюидов является, по всей видимости, земное ядро с большим содержанием водорода [10].

Таким образом, многообразие структурных особенностей внешних оболочек Земли и процессов, их формирующих, требует создание комплексных моделей глобальной тектоники, основанных на согласовании концепций, разработанных разными авторами и в разных сферах геонаук. Именно такой подход был предложен Е.Е. Милановским, предложившего модель расширения и пульсации Земли.

Литература

1. *Блюман Б.А.* Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 344 с.
2. *Васильев Б.И.* Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 559 с.
3. *Кашибин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильтеин Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М.* Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5-20.
4. *Летников Ф.А.* Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник – 99 (научно-литературный альманах). М., 1999. С. 63-69.
5. *Милановский Е.Е.* Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. 192 с.
6. *Павленкова Н.И.* Ротационно-флюидная модель глобального тектогенеза / А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев (отв. ред.) // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина). М.: ГЕОС, 2011. С. 69-92.
7. *Павленкова Н.И., Павленкова Г.А.* Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами // Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 10. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2014. 192 с.
8. *Погребницкий Ю.Е., Трухалев А.П.* Проблема формирования Срединно-Акеанического хребта в связи с составом и возрастом пород его метаморфического комплекса // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы / Отв. ред. В.Н. Шалпо. М.: Институт физики Земли РАН, 2002. С. 189-203.
9. *Пуцаровский Ю.М.* Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены / Отв. ред. А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницын. М.: Наука, 1997. С. 8-24.
10. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.

11. *Araki H., Tazawa S., Noda H. et al.* Lunar global shape and polar topography derived from Kaguya-LALT laser altimetry // *Science*. 2009. Vol. 323. N 1313. P. 241-255.

12. *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geoph. Res.* 1998. Vol. 103. B12. P. 30055-30078.

13. *Choi D.R., Pavlenkova N.I.* Geology and tectonic development of the Pacific ocean. Part 5. Outer low gravity belt of the Great Pacific Ring structure // *NCGT Newsletter*. 2009. N 50. P. 46-54.

14. *Gossler J., Kind R.* Seismic evidence for very deep roots of continents // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 138. P. 1-13.

15. *Pavlenkova N.I.* Crust and mantle structural evidences of the Earth expansion // *The Earth expansion evidence. Challenge for geology, geophysics and astronomy* / Ed. G. Scalera. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2012. P. 91-100.

16. *Scalera G., Jacob K-H.* (eds.). Why expanding Earth? A book in honour of Ott Christoph Hilgenberg. Rome: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV Publishers, 2003. 465 p.

Л.В. Панина, В.А. Зайцев¹

Структурно-геоморфологический анализ острова Южная Георгия

Остров Южная Георгия является надводной частью Северного хребта дуги Скотия, который вытянут в субширотном направлении на расстояние 3 тысяч км, и находится северо-западнее Южно-Сандвичевой островной дуги. Остров в плане имеет дугообразную форму и характеризуется в целом северо-западным простиранием. Центральную часть острова занимает горное сооружение, где расположена г. Паджет с максимальной абсолютной отметкой 2934 м. Минимальные отметки рельефа находятся в области побережий и составляют 0–20 м.

В геологическом строении острова принимают участие метаморфические комплексы, перекрытые триасовыми отложениями, юрскими граувакками. Известны офиолиты верхнеюрско-нижнемелового возраста, нижнемеловые флишевые отложения, верхнемеловые и более моло-

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

дые молассовые комплексы, сходные со строением Анд, на что указывают U-Pb датировки меловых турбидитов [2]. Отложения прорваны раннекиммерийскими и более поздними гранитоидами. Терригенные отложения сложно дислоцированы. Среди кайнозойских пород наибольшим развитием пользуются склоновые и гляциальные отложения четвертичной системы.

Согласно плитно-тектоническим представлениям, до раскрытия моря Скотия (Скоша) Южные Анды продолжались в Антарктиду и представляли собой единый континент. С раскрытием океанического бассейна в кайнозое возникла так называемая дуга Скотия, состоящая из трех сегментов: Северного хребта Скотия, где и расположен остров Южная Георгия, молодой Южно-Сандвичевой вулканической дуги и Южного хребта Скотия. Южная Георгия является наиболее поднятым микроконтинентальным блоком, который до эоцена составлял единое целое с Южно-Американской плитой и испытал вместе с ней основные фазы деформаций в позднем мелу и эоцене. Поднятие Южной Георгии началось 10 млн. лет назад во время коллизии микроконтинента с Северо-Восточным хребтом Георгии [2]. Изучение побережий острова указывает на проявление неотектонических движений в голоцене [1].

В геоморфологическом отношении остров представляет собой горное сооружение, состоящее из серии линейно-вытянутых хребтов и более изометричных поднятий. Максимальные отметки рельефа колеблются от 473 до 2934 м. Изменение простириания хребтов с субширотного на северо-восточное и северо-западное, а также увеличение значений абсолютных отметок рельефа с северо-запада на юго-восток позволяют выделить 4 сегмента: северный, северо-восточный, центральный и южный. Границами сегментов служат протяженные разломы северо-восточного простириания, установленные по геолого-геофизическим данным, пересекающие остров и уходящие далеко в акватории [3].

Геоморфологические особенности Южной Георгии, а именно: дугообразная форма в плане, изрезанность его побережья бухтами, поперечная зональность горного сооружения, выражающаяся в рисунках и абсолютных отметках рельефа, нашли свое отражение на структурно-геоморфологической карте острова (рис. 1). В основу построения последней положено дешифрирование топографической карты масштаба 1:250000, космического радарного снимка ASTER, и космического снимка LANDSAT ETM. Дешифрирование проводилось с использованием ГИС-технологий.

В результате были выявлены слабые зоны (разрывов, трещиноватости, дробления пород и т.д.) первого ранга, являющиеся границами северного, северо-восточного, центрального и южного сегментов. Эти зо-

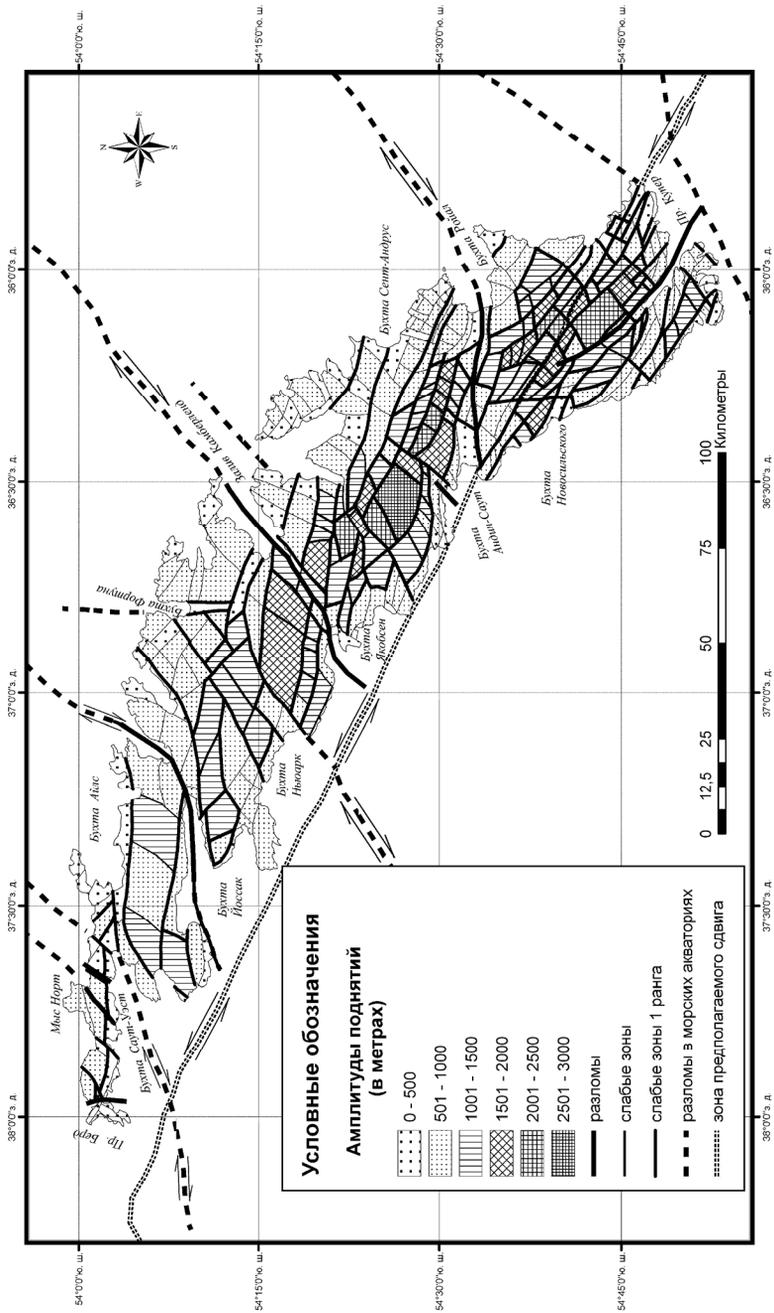


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема острова Южная Георгия

ны являются естественными границами крупных морфоструктур. Слабые зоны первого порядка являются более протяженными и часто совпадают с разломами, установленными геолого-геофизическими методами. Также выделены слабые зоны более низкого ранга. Как правило, они менее протяженные и являются границами блоков с меньшими различиями в амплитудах. Конфигурация слабых зон имеет прямолинейный или изогнутый характер, что указывает на сводово-блоковый стиль выявленных дислокаций, отраженных в рельефе.

Отмеченная выше поперечная зональность горного сооружения отражается в различных структурно-геоморфологических рисунках. Северный сегмент ограничен с юга правым сдвигом, протягивающимся севернее бухты Йоссак. Он пересекает самое узкое место острова и, меняя субширотное простирание на северо-восточное, уходит в акваторию. В этом сегменте выявлены слабые зоны первого ранга с преобладающими субширотным и северо-восточным простираниями. Субширотные контролируют системы поднятий с амплитудами 394–1145 м. Эти простирания находятся в контексте с доминирующей субширотной конфигурацией острова. Расположенные южнее поднятия северо-восточного сегмента характеризуются более высокими (до 1337 м) высотами. Они отделяются друг от друга северо-восточными и северо-западными слабыми зонами первого и более низких рангов. Преобладают северо-восточные. Южным ограничением этого сегмента является правый сдвиг северо-восточного простирания, приуроченный к бухте Ньюарк и пересекающий остров. Южнее его выделяется центральный сегмент с наиболее высокими (более 1700 до 2934 м) поднятиями хребта Аллардайс. Поднятия нарушены слабыми зонами северо-западного и северо-восточного простирания. Наиболее протяженным из них является правосторонний сдвиг, прослеживающийся в заливе Камберленд (рис. 1). Отчетливо читается в рельефе асимметрия центральной, наиболее приподнятой области орогена (хребет Аллардайс). Его юго-западный склон более узкий и крутой по сравнению с северо-восточным. Изогнутая форма слабых зон указывает на взбросо-надвиговый характер этих дислокаций. С юга центральный сегмент ограничен сдвигом, пересекающим остров от бухты Андин-Саут на западе до бухты Ройал (рис.1). Южный сегмент отличается более сложным строением. Центральная часть хребта Салвесен (максимальная абсолютная отметка 2331 м) нарушена левосторонним сдвигом северо-западного простирания, который разделяет ороген на северную и южную ветви поднятий. Этот сдвиг предположительно прослеживается в акваторию вдоль южной границы острова Южная Георгия. Характерно сочетание слабых

зон северо-западного и северо-восточного простираний, иногда изогнутых в плане, которые создают сложную мозаику блоков.

Таким образом, проведенный структурно-геоморфологический анализ рельефа горного сооружения Южной Георгии позволил выявить новейшие дислокации. Как известно, восточнее острова, со стороны Атлантического океана, дуга Скотия обрамляется глубоководным желобом. Он продолжается на север, где осуществляется поддвиг океанической коры, что создает напряжения, вызывающие новейший рост орогена Южной Георгии. Воздымание горного сооружения сопровождается формированием разрывов разного ранга. Образование право- и левосторонних сдвиговых структур северо-восточного и северо-западного простираний указывает на субширотное сжатие, которое испытывает Южная Георгия, начиная, по крайней мере, с позднего миоцена.

Литература

1. Дунаев Н.Н. Северные берега микроконтинента Южная Георгия как индикаторы уровня Южного океана в голоцене // Докл. РАН. 2015. Т. 460, № 1. С. 84-87.

2. Carter A., Curtis M., Schwanethal J. Cenozoic tectonic history of the South Georgia microcontinent and potential as a barrier to Pacific-Atlantic through flow // *Geology*. 2014. Vol. 42. N 4. P. 299-302.

3. Graham A.G.C., Fretwell P.T., Larter R.D., Hodgson D.A., Wilson C.K., Tate A.J., Morris P. A new bathymetric compilation highlighting extensive paleo-ice sheet drainage on the continental shelf, South Georgia, sub-Antarctica // *Geochemistry Geophysics Geosystems Electronic journal of the earth sciences*. 2008. Vol. 9. N 7. P. 1-21.

А.М. Петрищевский¹

Северо-Восточная Азия и Австралия – черты сходства и различия в глубинном строении

Северо-Восточная Азия и Австралия находятся в одинаковой позиции по отношению к Тихоокеанской литосферной плите. Первая занимает восточную окраину Евразийской плиты, а вторая – восточную ок-

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

раину Австралийской. Оба континента отделены от океана окраинными морями, а в геологическом строении сравниваемых территорий принимают участие древние метаморфические комплексы фундамента платформ и террейнов кратонного типа, разновозрастные образования чехла, складчатые системы и магматические пояса. Земная кора Северо-Восточной Азии и Австралии в одинаковой степени нарушена глубинными разломами с признаками рифтогенеза и региональных трансформных сдвигов.

Целью доклада является сравнение главнейших черт глубинного строения земной коры и верхней мантии этих регионов, диагностируемых комплексом геолого-геофизических данных, и сопоставление пограничных (конвергентных) глубинных структур, характеризующих особенности сочленения разновозрастных периокеанических структур с материковыми окраинами Северо-Восточной Азии и Австралии. Определяющей чертой глубинного строения литосферы обоих континентов является ее реологическая расслоенность, которая обеспечивает возможность горизонтального перемещения глубинных слоев земной коры и верхней мантии и связанного с ним формирования у земной поверхности структур растяжения (рифтов), сжатия (складчатых поясов), надвигания (тектонических покровов и складчато-надвиговых систем), линейных и ареальных магматических структур.

Территории Северо-Восточной Азии и Австралии в резко различной степени изучены геофизическими методами, поэтому тектонический анализ моделей глубинного строения этих регионов в данном сообщении основывается на формализованных реологических гравитационных моделях, построенных без привлечения внешней геолого-геофизической информации. Индикатором реологических состояний тектонических сред является μ_z -параметр, характеризующий плотностную контрастность геологического пространства на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями, на которые выметаются массы объемных источников [1]. Для подтверждения связи гравитационных неоднородностей земной коры и верхней мантии с реологией тектонических сред эти модели сопоставлены с сейсмическими, геоэлектрическими и тепловыми моделями тектоносферы. На территории Северо-Восточной Азии это было возможно только в опорных разрезах, а на территории Австралии – в непрерывном 3D-геологическом пространстве.

По полученным данным [1], тектоносфера Северо-Восточной Азии состоит из двух жестких (метаморфический слой земной коры, нижняя литосфера) и двух вязких (подкорковый и астеносферный) слоев (табл. 1). Фундаментальной чертой коллизии литосферных плит является их расщепление на коровую и мантийную составляющие. В зависи-

мости от глубины соприкосновения пластин в зонах коллизии жесткие пластины могут надвигаться (обдущировать) или поддвигаться (субдущировать) под современные и палеоокраины Азиатского континента. Для литосферных плит 1-го порядка (Тихоокеанской и Северо-Американской), в разное время придвинутых к Евразии, характерным является поддвигание их нижней литосферы под литосферу континента, или окраинных морей, и надвигание коровых пластин на земную кору континентальной окраины [1]. С надвиганием жестких коровых пластин связано образование складчато-надвиговых систем, в частности – Сихотэ-Алинской и Верхояно-Колымской.

Таблица 1. Реологическая расслоенность тектоносферы Дальнего Востока России

Районы исследований	Забайкалье	Алдан-Становиц	Амурская плита	Охотоморск. плита	Колым-Омол. плита.	Камчатка	Сихотэ-Алинь	Сев.-Азиат. кратон	
слои	μ_z	интервалы глубин, км							
ВО	< 10	0–10	0–15	0–20	0–15	0–10	0–10	0–20	0–10
* К	15–30	10–30	15–35	15–40	15–25	15–40	5–20	15–40	10–40
A ₁	< 15	24–40	35–60	40–60		40–60	20–40	22–38	35–50
* ТМ ₁	15–30	40–80	60–90	40–80	30–80	60–80	30–70		50–90
A ₂	< 15	> 80	> 90	> 80	50–120	60–150	0–120		90–130
* ТМ ₂	20–50				> 120		> 120		> 130

Обозначения слоев: ВО – вулканогенно-осадочный, К – кристаллическая кора, A₁ – подкоровый вязкий слой, ТМ₁ – нижняя литосфера, A₂ – астеносфера, ТМ₂ – подастеносферная мантия.

* Более вязкие (жесткие) слои.

Земная кора и литосферная мантия Северо-Восточной Азии расчленена зонами растяжения, которые на глубине сопровождаются понижениями электрического сопротивления, скорости сейсмических волн и μ_z -параметра [1], а у поверхности Земли – широкими зонами катаклаза и магматическими проявлениями. Большинство зон растяжения, приуроченных к границам разновозрастных коровых сегментов (Байкальская, Охотско-Чукотская, Танлу, Момская), сопровождается признаками сдвиговой составляющей [1].

Тектоносфера Австралии в реологических гравитационных моделях тоже разделяется на два жестких (нижняя кора, нижняя литосфера) и два вязких (подкоровый слой и астеносфера) слоя, однако под этим континентом ниже глубины 150–200 км почти повсеместно удается увидеть подастеносферный жесткий слой (табл. 2).

Сводный разрез M_z -параметра в Тектоносфере Австралии

Таблица 2

Слой	M_z	Tectonic nature	Интервалы глубин, км						North-East Asia average
			Yilgarn	North Craton	South Craton	Great Art. Basin	Lachlan fold belt	New England	
BC	< 10	volcanic-sediment		0-5	0-10	0-15	0-15	0-20	
K	25-40	lower crust	0-55	15-50	20-65	20-40	15-60	20-45	10-40
A ₁	< 15	Subcrustal viscous	60-80	45-65	60-100	70-80	50-80	60-75	40-60
TM ₁	20-40	Lower lithosphere	110-180	80-110	120-150		80-110	80-130	40-90
A ₂	< 15	astenosphere	160-210	80-160	60-200	90-120	100-120	130-160	50-130
TM ₂	20-50	Subasteno-sphere	> 220	> 170	200-250		> 150	150-200	> 130

Реологическая расслоенность тектоносферы Австралии аналогична расслоению тектоносферы Северо-Восточной Азии, а различия в мощности слоев объясняются тем, что большую часть (две трети) Австралии занимают кратоны, а сравниваемая часть Азиатского континента сложена преимущественно мезозойскими складчатыми структурами. Однако мощности нижнего слоя земной коры и подкорового вязкого слоя в Северо-Восточной Азии близки к тем же слоям в Северо-Австралийском кратоне, чехол которого сложен палеозойскими и мезозойскими комплексами, и в палеозойском орогене Лаклан. Нижняя литосфера Австралии повсеместно утолщена по сравнению с литосферой северо-восточных окраин Азии. Результаты гравитационного моделирования в обоих регионах соответствуют сейсмическим, геоэлектрическим и термометрическим оценкам мощности земной коры и литосферы.

Так же как на северо-востоке Азии, литосфера Австралии расчленена глубокими зонами растяжения-сдвига (зоны Лассетер и Лаклан) на границах архейского, протерозойского и фанерозойского сегментов, которые маркируются минимумами электрического сопротивления [4], максимумами V_p/V_s [3] и минимумами μ_z -параметра. Линейным и очаговым μ_z -минимумами на глубине 45–60 км соответствуют контрастные максимумы теплового потока (90–110 mW/m^2) [5], что позволяет предполагать существование расплавленных магм в вязком подкоровом слое верхней мантии. В гравитационных моделях зоны растяжения сопровождаются разрывом жестких слоев и утолщениями подкорового вязкого слоя, который почти сливается с астеносферой под Большим Артезианским Бассейном на востоке Австралии. В полученных моделях намеча-

ются черты сходства зоны Лаклан с рифтогенной зоной Танлу на востоке Азии и зоны Лассетер – с Момским рифтом.

Сочленение архейско-протерозойских коровых сегментов с палеозойско-мезозойскими складчатыми системами Лаклан и Новая Англия на востоке Австралии идентично сочленению мезозойских террейнов с континентом на северо-востоке Азии: на прогибающуюся к востоку древнюю кору кратонного типа надвинуты прибрежно-материковые структуры. В частности, очень похожими являются структуры сочленения Таухинского и Кемского островодужных террейнов с континентом в Сихотэ-Алине [1] и Новой Англии с орогеном Лаклан в Юго-восточной Австралии [2]. В зоне коллизии последних по сейсмическим данным диагностируется аккреционная призма Tamworth, близкая по форме к Самаркинской в Сихотэ-Алине. Похожие формы коллизии наблюдается в зоне сочленения протерозойско-палеозойского орогена Деламериан с Южно-Австралийским кратоном.

Таким образом, глубинное строение восточных окраин Евразийской и Австралийской плит характеризуется чертами сходства, что может быть следствием одинакового механизма причленения к ним океанических и островодужных структур со стороны западных окраин Тихого океана на протяжении сотен миллионов лет (начиная от позднего протерозоя).

Литература

1. *Петрицевский А.М.* Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.

2. *Korsch R.J., Johstone D.W., Wake-Dyster K.D.* Crustal architecture of the New England Orogen based on deep seismic reflection profiling // Tectonic and metallogenesis of the New England Orogen. Geological Society of Australia Special Publication. 1997. N 19. P. 2-51.

3. *Salmon M., Kennett B.L.N., Saygin E.* Australian Seismological Reference Model (AuSREM): crustal component // Geophys. J. Int. 2013. N 192. P. 190–206.

4. *Wang L., Hitchman A.P., Ogawa Ya., Siripunvaraporn W., Ichiki M., Fujita K.* A 3-D conductivity model of the Australian continent using observatory and magnetometer array data // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 198. N 2. P. 1171-1186.

5. www.hotdryrocks.com.

К вопросу об обстановках формирования докембрийских комплексов Среднего и Северного Урала

Докембрийские комплексы Среднего и Северного Урала по условиям формирования могут быть разделены на 3 группы. Первая группа представлена образованиями пассивной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (Балтики), входящими в состав Кваркушско-Каменногорской структуры западного склона Среднего Урала. Вторая – распространена в осевой части и на западном склоне Северного Урала, где слагает Ишеримскую (Вишерско-Кутимскую) и Ляпинскую структуры, вероятно аккрецированные к окраине Балтики в раннем кембрии [2]. Третья группа объединяет метаморфические комплексы, слагающие блоки на восточном склоне Урала, а также докембрийские магматические образования, входящие в состав фундамента палеозойских островных дуг.

Происхождение и ранняя история докембрийских комплексов восточного склона Среднего Урала (Мурзинско-Адуйского, Сысертско-Ильменогорского и других), в настоящее время остается предметом дискуссий, не в последнюю очередь благодаря их интенсивной структурно-метаморфической переработке в палеозойское время. Часть метаморфических комплексов, вероятно, имеет палеозойский возраст субстрата. В состав протолита Салдинского метаморфического блока, кроме палеозойских, входят ранневендские островодужные комплексы, вероятно близкие по составу к подобным образованиям фундамента Тагильской палеоостроводужной системы [1, 3, 4]; наличие дорифейских образований в Салдинской структуре остается под вопросом.

На западном склоне центральной части Урала, наиболее ранние геологические события зафиксированы в стратиграфической последовательности Ишеримской структуры. Терригенные и карбонатные породы среднего рифея (расьинская, мойвинская, муравьинская и ишеримская свиты), по всей видимости, формировались в пределах эпиконтинентальных бассейнов в достаточно спокойной тектонической обстановке. Лишь в конце среднего рифея (1079 ± 41 млн лет) произошло внедрение даек и силлов долеритов ишеримского комплекса. Значительное количество мезопротерозойских цирконов в песчаниках ишеримской свиты позволяет предположить, что среди источников кластического материала для них были магматические и метаморфические образования гот-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) Уральского отделения РАН, Екатеринбург

ской, данополонской и свеконорвежской орогений, проявленных на «скандинавской» окраине Балтики [6]. Частью Ишеримской структуры является белокаменский метаморфический комплекс дистен-силлиманитового типа, возраст которого (973 ± 41 млн лет) не характерен для «уральской» окраины палеоконтинента, но достаточно точно соответствует одной из фаз свеконорвежской орогении [5]. По-видимому, в среднем рифее Ишеримский блок был частью «скандинавской» окраины Балтики (или Лаврентии?); позднее, во время распада Родинии, он был отколот от палеоконтинента и вновь аккретирован к нему при формировании Тиманского горного сооружения. По данным [7], в среднем рифее Балтика и Лаврентия соприкасались своими «скандинавской» и «гренландской» частями. Согласно палеомагнитным и палеогеографическим реконструкциям многих авторов [8–11], структурные связи Балтики и Лаврентии, вероятно, сохранялись, по крайней мере, до конца верхнего рифея.

Разделение Балтики и Лаврентии произошло, по-видимому, в поздне-рифейское время; скорее всего, на этом же этапе был отделен от Балтики и Ишеримский блок, возможно, в составе более крупного террейна (рис. 1). Позднерифейские комплексы Кваркушко-Каменногорской структуры формировались в окраинно-континентальных бассейнах, где осадконакопление сопровождалось импульсами вулканизма; в это время уже отчетливо реконструируется вулканическая пассивная континентальная окраина. Ранневендскими датировками обладают вулканические и плутонические породы, входящие в состав фундамента палеозойской Тагильской островной дуги – перидотит-габбровые комплексы анкарамитового и офиолитового типов, а также метаморфизованные островодужные вулканы. Геохимические особенности этих образований свидетельствуют об их принадлежности к океаническим (?) и примитивным островодужным структурам [3, 4]. По данным Н.В. Лубниной [10], в ранневендское время происходило вращение Балтики против часовой стрелки (приблизительно на 90° за 45 млн лет). Вероятно, процесс вращения сопровождался проскальзыванием блоков (в том числе Ишеримского) вдоль континентальной окраины, что объясняет миграцию последнего от «скандинавской» к «уральской» окраине палеоконтинента. Аккреция Ишеримского блока (в составе композитного агломерата террейнов Арктиды?) к окраине Балтики, произошла, по всей видимости, в раннем кембрии [2]. Согласно реконструкции [12], к «тиманской» окраине Балтики в позднем венде была аккретирована плита Свальбард, представляющая собой часть Арктиды-II, сформировавшаяся в окончательном виде к концу перми. Авторы работы [12] помещают плиту Свальбард на начало позднего рифея в структуру Родинии вблизи

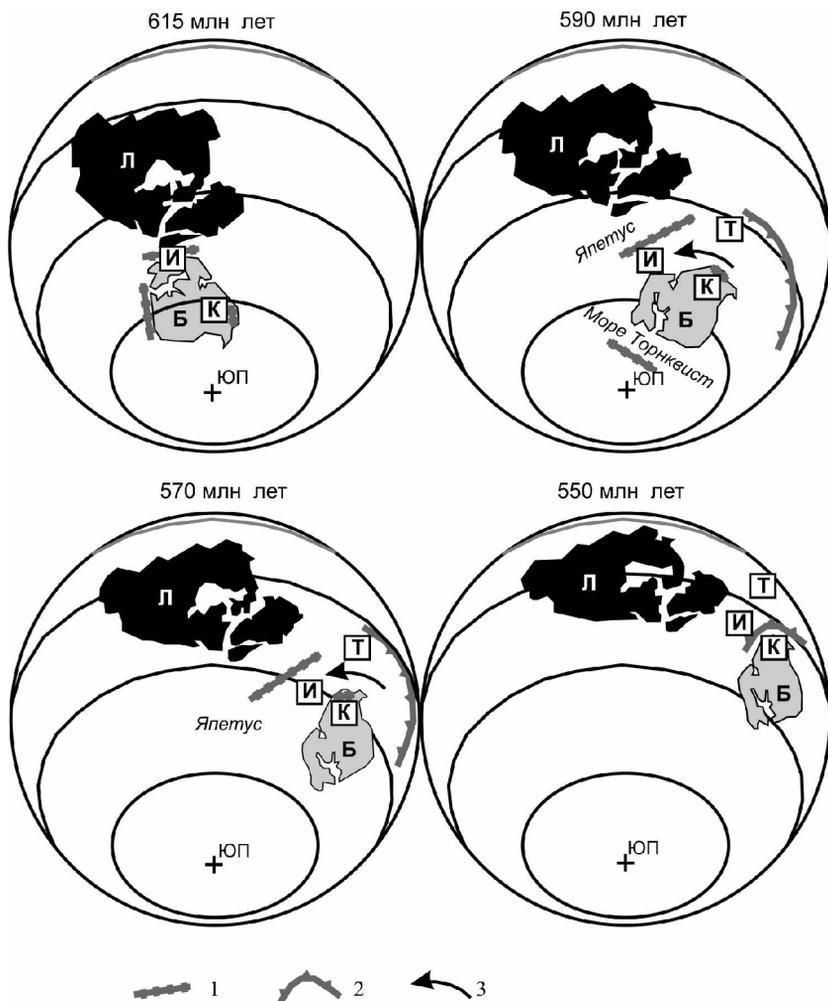


Рис. 1. Положение Ишеримской (И), Кваркушко-Каменногорской (К) структур и блоков фундамента Тагильской островодужной системы (Т) на палеомагнитных реконструкциях (по [10], с добавлениями). Палеоконтиненты: Л – Лаврентия, Б – Балтика; ЮП – южный полюс. 1 – рифтовые и спрединговые структуры; 2 – палеозоны субдукции; 3 – направление вращения Балтики по палеомагнитным данным

«гренландской» окраины Лаврентии; согласно их реконструкциям, Ишеримский блок может быть частью данной плиты. Дальнейшая ис-

тория Ишеримской и Кваркушко-Каменногорской структур связана с раннепалеозойской пассивной окраиной Балтики (Аркт-Балтики по [2]) и, затем, Лавруссии. Допалеозойские метаморфические, островодужные и океанические (?) образования, вошедшие в состав фундамента палеозойских островных дуг, были аккретированы совместно с последними к континентальной окраине в позднем девоне [7]. В позднем палеозое описываемые комплексы находились в составе Уральского орогена и их дальнейшая история связана с эволюцией Уральского подвижного пояса.

Литература

1. *Краснобаев А.А., Чердниченко Н.В., Давыдов В.А., Калеганов Б.А.* Цирконология Салдинского полиметаморфического комплекса: новые данные // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 60–65.
2. *Кузнецов Н.Б.* Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.
3. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маегов В.И., Тристан Н.И., Маслов А.В., Пушкарёв Е.В., Лепихина О.П.* Новые данные о составе и возрасте комплексов основания Тагильской палеоостроводужной системы // ДАН. 2010. Т. 432. № 4. С. 499–505.
4. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В.* Новые данные о составе и возрасте комплексов допалеозойского основания Тагильской палеоостроводужной системы на Северном Урале // ДАН. 2014. Т. 459. № 5. С. 589–594.
5. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В.* Проявление гренвильской орогении в рифейских толщах Северного Урала: термодинамические параметры метаморфизма и Sr-Nd изотопные ограничения // ДАН. 2015. Т. 462. № 6. С. 686–691.
6. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В.* Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал) // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 589–593.
7. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. *Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M.* Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean // Gondwana Res. 2015. Vol. 28. N 1. P. 191–208.
9. *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S.* Assembly, configuration, and breakup history of Rodinia: a synthesis // Prec. Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210.

10. *Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D.* New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // *Int. J. Earth Sci.* 2014. № 1. P. 1317–1334.

11. *Meert J.G.* Ediacaran–Early Ordovician paleomagnetism of Baltica: a review // *Gondwana Res.* 2014. Vol. 25. P. 159–169.

12. *Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.* Arctida between Rodinia and Pangea // *Prec. Res.* 2015. Vol. 259. P. 114–129.

И.Г. Печенкин¹

Связь металлогении урана с геодинамическими процессами в краевых частях Евразии

Коллизия Африканской, Аравийской и Индийской плит с юга и Тихоокеанской плиты с востока обусловили формирование крупных орогенных поясов в краевой части Евразийской плиты, каждый из которых характеризуется своими металлогеническими особенностями. Анализ пространственного размещения эндогенных и экзогенных урановых месторождений в пределах отдельных орогенных областей создает предпосылки для выявления специфики металлогенической зональности в каждом крупном геоблоке. Это позволяет наметить в них место инфильтрационным месторождениям урана в различных по условиям формирования осадочных бассейнах. Имеющийся материал свидетельствует о тесной пространственной соподчиненности рудного пояса инфильтрационных урановых месторождений с рудным поясом эндогенных месторождений урана, связанных с вулcano-тектоническими структурами. И те, и другие типы урановых объектов подчинены общей рудной металлогенической зональности, которая целиком обязана глобальным геодинамическим процессам, протекающим в коре и мантии.

Интенсивное изучение океанических впадин и комплексный анализ полученных данных с имеющимся материалом по континентальным плитам легли в основу глобальной плейттектонической концепции и позволили рассматривать геологические процессы как результат коромантийного взаимодействия. Существенное внимание при этом уделя-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского

лось исследованию глубинных геодинамических процессов в области океанического спрединга и взаимодействия континентальных плит. Изучая новое направление металлогении (инфильтрационные месторождения урана), мы пришли к выводу, что без привлечения процессов коллизии и субдукции нельзя объяснить закономерности размещения инфильтрационных урановых месторождений в пределах частей Евразийского континента [3].

Глобальные геотектонические процессы как один из факторов формирования урановых месторождений были ранее рассмотрены Ю. Габельманом [1970] на примере рудных районов США. Свои идеи он применил для краткого металлогенического анализа всех тектонических поясов Земли. В монографии А. Митчелла и М. Гарсона [1981] и позднее в работе Д. Эверхарта [1985], а также в ряде статей других авторов ведущая роль в урановорудном процессе отводилась определенным геодинамическим обстановкам, создающим, по их мнению, предпосылки для образования урановых объектов. Однако металлогенический анализ в них проведен не в полной мере, и не были рассмотрены вопросы взаимоотношения экзогенного и эндогенного рудогенеза по отношению к урану. В отечественной литературе урановорудные процессы в связи с плейттектоническими процессами рассматривались только как составная часть общего металлогенического анализа [2, 4 и др.].

За последние 60 лет инфильтрационные, песчаниковые (по классификации МАГАТЭ), урановые месторождения были выявлены и изучены в краевых частях Евразийского континента. В его южном обрамлении размещаются урановорудные провинции и районы, контролируемые средние, реже крупные инфильтрационные объекты. На западе известны Иберийский, Центрально-Французский, Лабский, Восточно-Родопский и другие районы. На юге Туранской плиты и во впадинах Южного Казахстана выявлены крупные урановорудные провинции: Центрально-Кызылкумская, Сыр-Дарьинская, Чу-Сарысуйская. Для всех объектов песчаникового типа установлен единый поисковый критерий – зона пластового или грунтово-пластового окисления, контролирующая урановое оруденение. Для подавляющего числа месторождений предложен единый источник урана – местные области питания прилегающих горных сооружений [1 и др.].

Краевая часть Евразийского континента, затронутая коллизией, разделена нами на ряд сегментов, каждый из которых характеризуется своей металлогенической специализацией. В трех структурах – Средиземноморский и Индийский сегменты и Тихоокеанский пояс – инфильтрационные урановые месторождения оказались “на своем месте” – на внешнем затухающем коллизионном фронте – и расположились в пре-

делах области суборогена. Аравийский сегмент вместо инфильтрационных урановых месторождений во внешней части орогенной области выделяется незначительными гидротермальными урановыми месторождениями.

Уникальные по масштабам инфильтрационные месторождения Чу-Сарьсуйской и Центрально-Кызылкумской провинций, расположенные в пределах Индийского сегмента, не обнаруживают связи с эффузивами. Это может быть объяснено интенсивным поэтапным сжатием орогенного пояса (Памирского и Гималайского секторов), препятствующим прорыву из астеносферы магматических флюидов. Мы предлагаем возможный внешний источник урана для крупных и уникальных инфильтрационных месторождений урана. В них основной (внешний) источник удален от места локализации оруденения на расстояние от 500 до 800 км. Уран как самый подвижный элемент в рассмотренных сегментах “продвинул” дальше всех металлов в процессе орогенезации территории. При этом мы не отрицаем реального существования процесса выноса урана из местных областей питания.

Наиболее полная металлогеническая зональность проявилась на затухающем фронте Тихоокеанского пояса. Приведенные материалы свидетельствуют о существовании зональности в размещении рудных месторождений. На востоке преобладают эндогенные месторождения мезозойского возраста (Fe, Au, Cu, Mo, Sn, W), западнее прослеживается меридиональная полоса эндогенных урановых месторождений, связанных с вулканогенно-тектоническими структурами кальдерного типа. На крайнем западе выделяется Байкало-Южно-Китайский урановорудный пояс, контролирующий размещение инфильтрационных урановых месторождений, пространственно тяготеющих к областям проявления базальтового магматизма.

Разная металлогеническая специализация и масштаб проявления гидрогенного рудного процесса в пределах Тихоокеанского пояса и Индийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, формирование которых обусловлено сходными мезозойско-кайнозойскими глобальными геодинамическими процессами, определяется рядом причин. Уран на внешнем фронте затухающих геодинамических процессов (в пределах суборогена) оказался в разных структурных, литолого-фациальных и гидрогеологических обстановках.

В пределах Байкало-Южно-Китайского пояса он локализовался в ограниченных по площади палеодолинах, впадинах и депрессиях. Месторождения при этом часто пространственно и по возрасту сопрягаются с покровами молодых базальтов. В тыловых частях пояса локализуются крупные эндогенные месторождения урана в локальных структурных

блоках (кальдерах). Масштабы объектов песчаникового типа в пределах Байкало-Южно-Китайского урановорудного пояса пока не превышают средних, но значительное их количество позволяет предполагать высокие перспективы данной протяженной структуры.

Уран в пределах Индийского сегмента (Памирский сектор) концентрировался в обширных впадинах суборогенного типа и крупных протяженных палеодолинах в приорогенных артезианских бассейнах с проточным режимом. Характерно слабое проявление молодой вулканической деятельности в районе и незначительных по масштабам эндогенных урановых месторождений в тыловых частях провинции (горный Тянь-Шань).

Рассматривая южное обрамление Евразийского континента (область коллизии Индийской плиты), мы отчётливо видим принципиальное сходство в положении инфильтрационных урановых месторождений Притяньшаньской мегапровинции со схемой развития субдукции Тихоокеанской плиты. В обоих случаях молодые инфильтрационные месторождения тяготеют к области затухания геодинамических процессов. Вблизи области соприкосновения коллизионных плит размещаются эндогенные урановые объекты. Их величины, как эндогенных, так и экзогенных на юге и востоке Евразийской плиты заметно разнятся.

Масштаб инфильтрационных месторождений Притяньшаньской мегапровинции на порядок больше месторождений Байкало-Южно-Китайского рудного пояса. Объясняется это широкими областями транзита и многоярусными геохимическими барьерами, благоприятными для локализации урана из кислородсодержащих ураноносных вод, перемещающихся через меловые и палеогеновые отложения Туранской плиты и крупные впадины Южного Казахстана. Однако эндогенные урановые месторождения Тянь-Шаня значительно уступают по масштабу крупным урановым объектам мезозойского возраста Тихоокеанского рудного пояса. Причины подобных явлений требуют дальнейшего изучения.

В заключение отметим, что экзогенная металлогения урана долгие годы развивалась сепаратно от эндогенной. Приведенный материал свидетельствует о тесной пространственной связи части инфильтрационных урановых месторождений с эндогенными месторождениями урана, приуроченными к вулканогенно-тектоническим структурам. И те, и другие типы урановых объектов укладываются в единую рудную металлогеническую зональность, которая целиком обязана глобальным геодинамическим процессам, протекающим в коре и мантии в краевых частях Евразийского континента [3].

Литература

1. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000.
2. Ковалев А.А. Новая парадигма минерагении. М.: Изд-во МГУ, 2010.
3. Печенкин И.Г., Грушевой Г.В. Металлогения ураноносных осадочных бассейнов Евразии. М.: ВИМС, 2015. 224 с.
4. Старостин В.И., Сорохтин О.Г., Сакия Д.Р. Развитие Земли и образование месторождений полезных ископаемых. М.: МАКС Пресс, 2010.

А.В. Пилицына¹, А.А. Третьяков¹, Е.В. Ковальчук²

Меланократовые высокobarические породы Джельтауского сиалического массива (Южный Казахстан)

Метаморфические комплексы, являющиеся неотъемлемой составляющей складчатых поясов, часто содержат образования, в которых устанавливаются проявления HP и UHP метаморфизма. Особого внимания заслуживают породы ультраосновного состава высоких ступеней метаморфизма, образованные по генетически различным протолитам. Особенности минерального и химического составов данных пород позволяют зачастую установить вовлечение в субдукционно-коллизийные процессы комплексов, занимавших разные структурные уровни в разрезе континентальной или океанической коры, а также верхней мантии.

Так, в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса метаморфические комплексы, как правило, принимают участие в строении докембрийских сиалических массивов. Некоторые из этих комплексов содержат HP-UHP образования, включающие тела пород базит-гипербазитового состава, которые приурочены к узким зонам разной ориентировки протяженностью не более 150 км. В таких зонах метаморфические породы слагают пакеты тектонических пластин, сложенных кристаллическими сланцами, гнейсами различного типа, амфиболитами, эклогитами, гранатовыми и шпинелевыми перидотитами. Наиболее крупные и хорошо изученные структуры такого типа приурочены к

¹ ГИН РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, Россия (and8486@yandex.ru; an.pilitsyna@gmail.com)

² ИГЕМ РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, Россия (geofishko@gmail.com)

Кокчетавскому массиву Северного Казахстана, Макбальскому и Актюзскому блокам Северного Тянь-Шаня.

В Чу-Илийском регионе Южного Казахстана докембрийские сиалические массивы обрамляют раннепалеозойскую Джалаир-Найманскую офиолитовую зону, протягивающуюся в северо-западном направлении более чем на 500 км и сложенную раннекембрийскими офиолитами и верхнекембрийскими кремнисто-базальтовыми толщами [1, 4]. В строении зоны также участвуют ордовикские терригенные, кремнисто-терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи, часть из которых встречается на обрамляющих массивах.

Докембрийские сиалические массивы (Чуйско-Кендыктасский, Каракамысский, Джельтауский) сложены разнообразными метаосадочными и метамагматическими породами; структурно выше расположены неопротерозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого состава.

Метаморфические комплексы, содержащие HP-UHP породы, выявлены в северо-западной части Чуйско-Кендыктасского и на северо-востоке Джельтауского сиалических массивов.

В пределах Джельтауского массива HP-UHP метаморфические комплексы образуют полосу северо-западного простирания шириной от 100 м до 1.5 км и выделяются как кояндинская серия [2]. С юго-запада на них надвинуты докембрийские ортогнейсы и гнейсо-граниты узунбулакской серии, а с северо-востока – кембрийские(?) ультрамафиты, габброиды, а также среднекембрийские (508 ± 3 млн лет) гранитоиды [5].

Гранат-биотитовые гнейсы, преобладающие в строении кояндинской серии, являются метаосадочными породами, что подтверждается находками в них детритовых цирконов, возраст которых охватывает интервал от 694 до 2257 млн лет [5]. Гнейсы также содержат тела гранатовых амфиболитов, милонитизированных кислых гранулитов и гнейсо-гранитов.

Характерной особенностью строения кояндинской серии является широкое распространение тел меланократовых метаморфических пород, среди которых могут быть выделены два контрастных типа.

К первому типу относятся эклогиты и гранатовые пироксениты, образующие как самостоятельные тела, так и встречающиеся в виде ритмичного чередования в пределах одного тела. Ранее геохронологическое изучение акцессорного циркона (SHRIMP-II) из гранатовых пироксенитов пород позволили получить оценку возраста 489 ± 9 млн лет, которая интерпретируется как время высокобарического метаморфизма [5].

Нормальная ростовая зональность порфиробластов граната указывает на формирование эклогитов и гранатовых пироксенитов в результате прогрессивного метаморфизма.

Наличие реликтовых минеральных включений, представленных Amp, клиноцоизитом (Czo), Rt, Qtz, предполагает формирование эклогитов и гранатовых пироксенитов за счет протолитов, сформированных в условиях амфиболитовой фации (при 7–8 кбар, отвечающих формированию амфибол-клиноцоизитового парагенезиса, предшествующего эклогитовому) [3]. При этом минимальные оценки температур и давлений формирования минеральных ассоциаций эклогитов и гранатовых пироксенитов, отвечающих пику прогрессивного метаморфизма ($T = 750 \div 840^\circ\text{C}$; $P = 16\text{--}21$ кбар), соответствуют уровню эклогитовой фации [3].

Дальнейшие регрессивные изменения эклогитов выражены в распаде омфацита с образованием симплектитов диопсида и кислого плагиоклаза гранулитовой фации при $T = 760^\circ\text{C}$; $P = 11\text{--}14$ кбар [9] и формировании амфибол-плагиоклазовых симплектитов и опацитовых кайм амфиболитовой фации при $T = 680^\circ\text{C}$; $P = 7\text{--}10$ кбар [9].

Второй тип меланократовых пород представлен телами будинированных шпинелевых перидотитов, приуроченных к крупному блоку серпентинитов. Реже встречаются тела горнблендитов и габброидов. Перидотиты в различной степени серпентинизированы и сложены шпинелью (Sp), оливином (Ol), ортопироксеном (Orx), клинопироксеном (Crx) и амфиболом (Amp).

Большинство минералов перидотитов демонстрируют неравновесные взаимоотношения, являющиеся результатом прогрессивных и регрессивных метаморфических преобразований.

Преобладающая минеральная ассоциация перидотитов, отвечающая пику прогрессивного метаморфизма, представлена Ol (Fo_{89}), высокохромистой Sp (35 мас.% Cr_2O_3), низкоглиноземистым Orx (En_{89} ; 0,57 мас.% Al_2O_3) \pm Grt \pm Crx. Предварительные данные по оценке P – T -условий для предположительной пиковой ассоциации составляют 35–40 кбар при 850–950 $^\circ\text{C}$ [7, 11]. При этом минералы пиковой ассоциации содержат реликтовые включения Orx (En_{86} ; 1,04 мас.% Al_2O_3), умереннохромистой Sp (16 мас.% Cr_2O_3), с которыми ассоциирует Ol (Fo_{85}) и доломит (?). Предварительные оценки P – T -условий для данной ассоциации соответствуют 22 кбар при $T = 740^\circ\text{C}$ [7]. Это позволяет относить данный парагенезис к более ранней проградной стадии метаморфизма и рассматривать в качестве протолита для изучаемых пород шпинелевые гарцбургиты. Регрессивные изменения шпинелевых перидотитов связаны с формированием большого количества Amp-Sp сим-

плектитов, развитием наиболее высокоглиноземистого Орх (до 3,3 мас.% Al_2O_3) вокруг оливина вплоть до полного исчезновения последнего, а кроме того развития амфибола (паргасита) и антигорита. Появление амфибола в сростании с глиноземистой Sp, соответствующее началу наиболее интенсивных ретроградных изменений перидотитов, отвечает приблизительно уровню $P = 21\text{--}23$ кбар [9].

Таким образом, меланократовые породы кояндинской серии несут следы прогрессивного и регрессивного метаморфизма, но различаются как степенью метаморфических преобразований, так и составами протолитов. Так, эклогиты и гранатопироксениты были образованы в результате НР ($T = 750 \div 840$ °C; $P = 16\text{--}21$ кбар) метаморфизма пород амфиболитовой фации, залегающих на незначительных глубинах (~20 км), отвечающих давлению 7–8 кбар. Перидотиты, напротив, являются производными УНР метаморфизма, которому подверглись шпинелевые гарбургиты, залегающие на глубинах более 70 км, соответствующих давлению более 22 кбар.

При этом эклогиты и гранатопироксениты характеризуются высокими содержаниями FeO_{tot} (12.43–20.75 мас.%), TiO_2 (1.8–4.3 мас.%) и относительно низкими содержаниями MgO (5.76–11.1 мас.%), что сближает их с производными толеитовой серии. Породы обладают дифференцированным спектром распределения РЗЭ с заметным обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ ($(La/Yb)_n = 1.6\text{--}14.2$) на фоне общих высоких концентраций РЗЭ ($\Sigma = 80\text{--}234$). Данные характеристики позволяют относить эклогиты и гранатопироксениты к Fe-Ti типу ультрабазитов [8]; при этом протолиты данных пород представляли собой, по-видимому, кумулаты основного–ультраосновного состава, образованные в результате этапа внутриплитного магматизма, приведшего к насыщению нижних и средних горизонтов континентальной коры расплавами толеитовой серии [10].

С другой стороны, шпинелевые перидотиты характеризуются более высокими содержаниями MgO (29.2–36.7 мас.%) на фоне достаточно низких концентраций остальных фертильных компонентов ($FeO_{tot} = 8.8\text{--}9.5$ мас.%), TiO_2 (0.01–0.2 мас.%), а также CaO, Al_2O_3 , что сближает их с мантийными производными. Это же подтверждает и обогащение пород Cr (1273–3080 г/т) и Ni (1393–2240 г/т). Данные особенности сближают породы с Mg-Cr типом ультрабазитов [8]. Дометаморфические протолиты этих пород могли участвовать в строении различных горизонтов мантийного клина, являться фрагментами сублитосферной мантии, либо входить в состав мантийного комплекса офиолитов [10]. Последние, как правило, характеризуются более низкими концентрациями фертильных элементов, что указывает на их реститовую приро-

ду. Проявленная в шпинелевых перидотитах кояндинской серии отрицательная корреляция Са, Al, Ti по отношению к MgO на фоне резкого обеднения P3Э ($\Sigma_{P3Э} = 0.47-17$ г/т) и слабо дифференцированного спектра P3Э ((La/Yb)_n – 0.6–1.4) также, вероятно, является результатом частичного плавления. Однако более высокие концентрации несовместимых элементов в перидотитах кояндинской серии указывают в целом на фертильный состав их протолита. Данные особенности характерны для низкobarических плагиоклазовых перидотитов и могут являться результатом малых степеней частичного плавления [6]. На возможное присутствие в составе протолита шпинелевых перидотитов плагиоклаза указывает их комплементарная обогащенность Eu и Sr.

Таким образом, меланократовые породы, участвующие в строении кояндинской серии Джельтауского массива, представляют собой фрагменты комплексов континентальной коры и сублитосферной мантии, испытавшие HP и UHP метаморфизм соответственно в течение раннеордовикского субдукционно-коллизийного этапа и впоследствии тектонически совмещенные в процессе экзгумации.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проект 14-27-00058).

Литература

1. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
2. Козаков И.К. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 272 с.
3. Пилицына А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковальчук Е.В. Высокобарические меланократовые породы Анрахайского сиалического массива (Южный Казахстан): особенности минерального, химического состава и параметры метаморфизма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2015. № 6. С. 6–16.
4. Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 359–364.
5. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A. et al. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. of Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. P. 805–820.
6. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites // Treatise on Geochemistry. Vol. 2. P. 103–151.

7. Brey G.P., Nickel K.G., Kogarko L. Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') Iherzolite barometry and an eclogite-barometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 448–455.

8. Carswell D.A., Harvey M.A., Al-Samman A. The petrogenesis of constraining Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway // Bull. Mineral. 1983. Vol. 106. P. 727–750.

9. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet Sci. Lett. 2005. Vol. 236. N 1. P. 524–541.

10. Ernst W.G., Hacker B.R., Liou J.G. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and upper-mantle rocks – implications for Phanerozoic collisional orogens // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2007. Vol. 433. P. 27–49.

11. Macgregor I.D. The system MgO – Al₂O₃ – SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // Am. Min. 1974. Vol. 59. P. 110–119.

А.И. Полетаев¹

Клиновидная тектоника Земли

В 1888 году в Горном журнале (№2, с. 252–269) выдающийся русский геолог Александр Петрович Карпинский (1847–1936) опубликовал статью «*О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов*», в которой указал «*на примечательную треугольную форму материков, заостренную к югу*» [19, с. 7].

Комментируя идеи А.П. Карпинского, считавшего, что: «*Заостренность к югу обуславливается континентальными границами, которые можем рассматривать за сравнительно новые*» [5, с. 46], В.Е. Хаин показал, что: «*В настоящее время тезис о вторичности ограничений гондванских материков должен трактоваться с мобилистских позиций, но высказывание А.П. Карпинского остаётся в силе. Заостренность к югу материков – фрагментов Гондваны следует связывать, очевидно, с конфигурацией осей спрединга, расчленивших Гондвану, с их схождением к югу*» [19, с. 8].

В настоящее время очень трудно оспаривать любые мобилистские

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

трактовки, но, тем не менее, природа клиньев, выделенных в разных районах Земли и «заострённых», как выясняется, не только к югу, но и к северу, а также к востоку и к западу, вряд ли должна рассматриваться именно и только с этих позиций.

В течение последних 50 лет клиновидные структуры просматривались в самых разных геологических материалах: в схеме разломной тектоники земной коры [20], в серии схем глобальных сдвиговых зон [2, 3, 16, 17], в схеме глобальных геоблоков [8], в схеме глобальных линейных объектов Земли [18], а к давно известным Кипрскому, Кушкинскому и Иркутскому «клинья» добавились клиновидные структуры зоны сочленения Восточно-Европейской и Африканской плит [6, 15], подтверждённые независимыми геофизическими исследованиями [21]; клиновидные структуры Лавразийского сдвигового пояса [9], клиновидная структура Канадского щита [1] и клиновидные структуры Восточно-Европейской платформы [12, 14].

Внутриплитные клинья, выделенные на территории Восточно-Европейской платформы с помощью линеаментного анализа топографической карты масштаба 1 : 3 000 000, как правило, образованы диагональными структурами с простираниями СЗ – 320–330° и СВ – 50–60°, т.е. можно считать, что в условиях общего субмеридионального сжатия Земли данные структуры образовались в полном соответствии с законом скалывающих напряжений [4].

Эти структуры подтверждают и дополняют некоторые выводы М.Л. Коппа, сделанные им в известной работе «*Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы*», изданной в 2004 году.

1. Плановое расположение клиновидных структур южной части ВЕП, например, Керченского и Волго-Донского, «заострённых» с юга на север, подтверждает, что «*новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы*» могла образоваться «*под воздействием направленного к северу давления Аравийской плиты, передававшегося через Кавказско-Иранский сегмент Альпийского коллизионного пояса и далее – через платформенный фундамент*» [7, с. 313].

2. Меридиональные линейные структуры, маркируемые долинами Днепра, Дона, Урала и других рек, подтверждают возможное субширотное растяжение, возникающее как результат давления «*Аравии в пределах платформ Юго-Восточной Европы*» [там же].

3. Проведённые исследования позволяют согласиться и с тем, что: «*Представление о единстве и жёсткости Евразийской плиты в кайнозое верно лишь в самом первом приближении*» [7, с. 314]. Действительно, исследованная территория ВЕП, как и вся «*Северная Евразия представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит и блоков, с*

несколько разной скоростью двигавшихся от оси спрединга в Северной Атлантике – Арктике» [там же].

4. И, наконец, Беломорский, Котласский, Вологодский, Ярославский, Рязанский, Усть-Хопёрский и другие клинья Восточно-Европейской платформы, «заострённые» **с севера на юг**, подтверждают заключительный вывод М.Л. Коппа о том, что: «*Современный неотектонический рельеф платформ Северной Евразии образовался в результате горизонтальных перемещений не только плит гондванского происхождения, но и встречного дрейфа фрагментов Евразии» [там же].*

К этому надо добавить, что в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с альпийской горно-складчатой системой и внутри самой альпийской системы возникают клиновидные структуры субширотного направления, «заострённые» как **с запада на восток**, например, Запорожский, Волгоградский и Батумский клинья, так и **с востока на запад**, например, Актауский клин на восточном берегу Каспия. Кроме того, клиновидные структуры, направленные с востока на запад – Самарский, Казанский и Березниковский – развиты на востоке Восточно-Европейской платформы, в зоне её сочленения с Уральской горно-складчатой системой.

Таким образом, если вышеизложенное, говоря словами А.П. Карпинского, «*не лишено некоторого основания*», то можно полагать, что рассмотренные клиновидные структуры существенно дополнили «банк» особых структурных форм, выделенных ранее [11, 13], а их независимое выделение разными авторами, в разное время, в разных районах Земли и на разных масштабных уровнях – от планетарного до локального – может свидетельствовать не только о широком, но и достоверном развитии данных структур в пределах не только земной коры, но и литосферы в целом.

Последнее обстоятельство позволяет говорить о специфической **клиновидной тектонике** Земли.

Литература

1. *Архангельская В.В.* Линеаментный метод регионального металлогенетического анализа // Разведка и охрана недр. 2008. № 2. С. 13–17.
2. *Воронов П.С.* О проблеме структуры Арктического бассейна и о глобальных сдвиговых зонах Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. №18. С. 11–23.
3. *Воронов П.С.* Вероятное геоструктурное соотношение линеамента Торнквиста с Североморско-Иранской глобальной сдвиговой зоной // Роль

сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. С. 535–547.

4. *Горшков Г.П.* Дизъюнктивная тектоника Копетдага и закон скалы-вающих напряжений // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1947. №1. С. 103–115.

5. *Карпинский А.П.* О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов // Горный журнал. 1888. № 2. С. 252–269 / Собрание сочинений. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 11. С. 29–46.

6. *Кац Я.Г., Полетаев А.И.* Линеаментная тектоника альпийского горно-складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1983. № 3. С. 3–13.

7. *Konn M.L.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

8. *Красный Л.И.* Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.

9. *Полетаев А.И.* Сдвиговой пояс Лавразии и его геодинамическое значение // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 170–173.

10. *Полетаев А.И.* «Особые» структурные формы геологического пространства // Геологическая среда, минерагенетические и сейсмотектонические процессы. Материалы XVIII Международной конференции 24–29 сентября 2012 г. Воронеж: ИПЦ «Научная книга», 2012. С. 274–279.

11. *Полетаев А.И.* Особые структурные формы земной коры и преподавание структурной геологии в России во второй половине XX – начале XXI вв. // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2015. Т. 8. Вып. 1: Пространство и время образования. Стационарный сетевой адрес: 2227-9490e-progrv_1.2015.54

12. *Полетаев А.И.* Клиновидная тектоника Земли // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. XVII Горшковские чтения. Материалы конференции, посвящённой 106-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984). МГУ, 28 апреля 2015 г. М.: МГУ, 2015. С. 30–33.

13. *Полетаев А.И.* «Особые» структурные формы Земли и некоторые закономерности био- и этносоциотектоники // Пространство и Время. 2015. №1–2 (19–20). С. 294–301. Стационарный сетевой адрес: 2226-7271 prover_st1_2-19_20.2015.91.

14. *Полетаев А.И.* Неотектоника и особые структурные формы земной коры / Структурно-геоморфологические исследования для решения задач неотектоники геодинамики // Материалы конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения Н.П. Костенко (1915–2015). МГУ, 29 сентября 2015 г. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 47–50.

15. *Полетаев А.И., Кац Я.Г., Румянцева Э.Ф., Тевелев А.В.* Природа линеаментов и их роль в изучении современной геодинамики (на примере сочленения платформ Евразии и Гондваны) // Тезисы 27 МГК. М., 1984. Т. VIII. С. 244–245.

16. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–195.

17. *Расцветаев Л.М.* Глобальные сдвиги и зоны скалывания планетных тел // Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. С. 547–559.

18. *Сенин Б.В.* Планетарные линейные объекты и их иерархия по геолого-геоморфологическим, гравиметрическим и космостёмочным данным высоких уровней генерализации // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1985. С. 276–287.

19. *Хаин В.Е.* Тектонические идеи А.П. Карпинского и их историческая судьба // Геотектоника. 1997. №4. С. 3–9.

20. *Чебаненко И.И.* Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев: изд-во АН УССР, 1963. 156 с.

21. *Щукин Ю.К., Краснопевцева Г.В., Фирсова Дж. Б. и др.* Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука, 1984.

В.И. Попков, И.В. Попков¹

Изучение малых структурных форм – ключ к пониманию структурной геологии Северо-Западного Кавказа

Общеизвестно, что имея одни и те же исходные геологические данные или же сейсмический временной разрез, разные авторы предложат свои варианты их интерпретации. Достоверность итоговых структурных моделей зависит не только от качества геофизического материала и объема глубокого бурения, но и принятой теоретической концепции строения региона, опыта интерпретатора. Выбрать из них наиболее правильную бывает сложно, а допущенные ошибки влияют на эффективность поисков полезных ископаемых. Согласно одному из известных постулатов тектоники морфология больших и малых структурных форм – сходная. Поэтому дислокации в обнажениях являются эталоном и ключом для правильного понимания крупных структур, интерпретируемых по материалам сейсморазведки или же рисуемых на геологических разрезах.

¹ Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

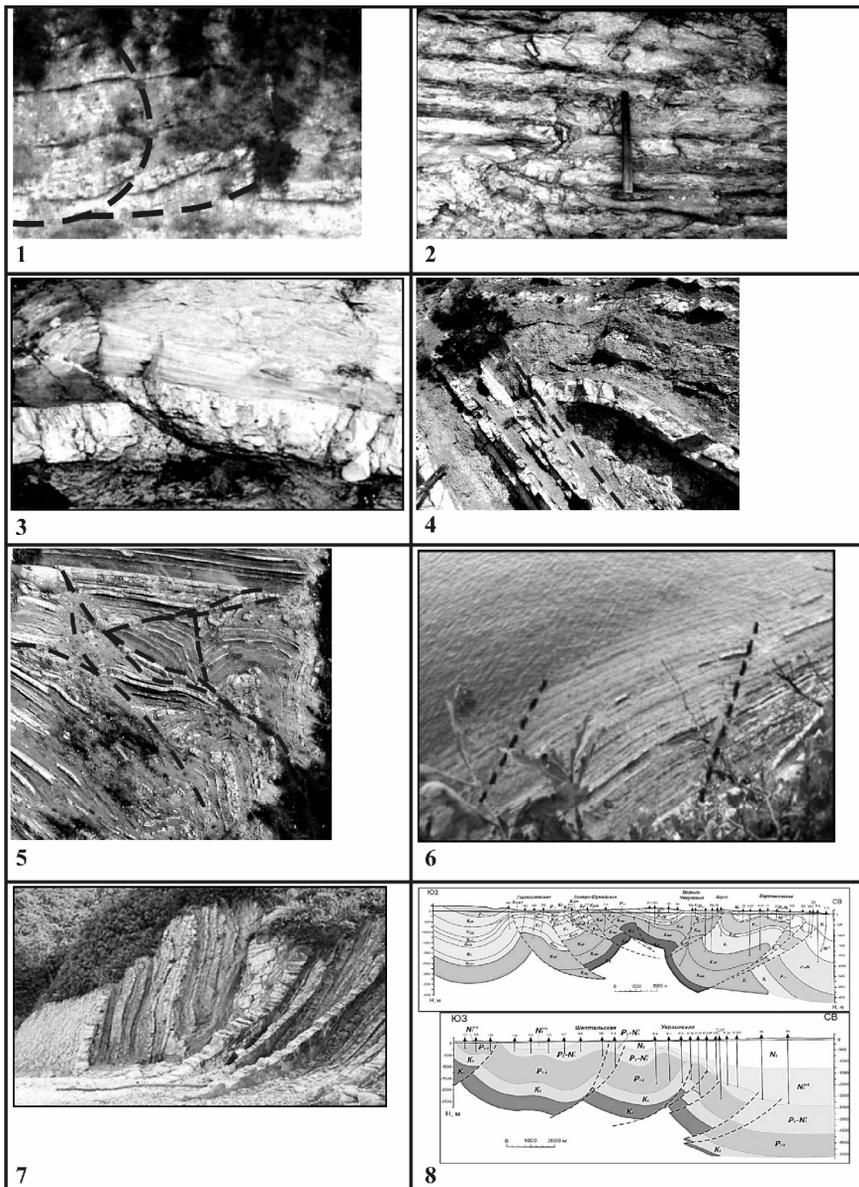


Рис. 1. Примеры дислокаций: 1 – листрические разрывы и связанные с ними складки, 2 – надвиг и сопутствующая ему антиклиналь, 3 – чешуйчатый надвиг, 4 – субслойный надвиг и «бескорневая» антиклиналь, 5 – слож-

нопостроенная система дуплексов. Сдвиги: 6 – вид сверху с берегового обрыва; 7 – вид этого же сдвига в береговом обрыве. Слои пород как бы свернуты в рулон. 8 – сбалансированные геологические разрезы, иллюстрирующие чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа

На Северо-Западном Кавказе лучшие естественные обнажения складчатых и разрывных структур расположены в береговых обрывах Черного моря и впадающих в него рек. Большое значение имеет ориентация обнажений по отношению к простиранию структур. Идеальным случаем является их расположение вкрест простирания дислокаций. При рассмотрении структур, срезанных вдоль или косо к простиранию, строение складок и разрывов искажается до неузнаваемости, включая даже их типичные элементы. То же касается отображения структур на аналогично ориентированных сейсмопрофилях.

В пределах Северо-Западного Кавказа, как и в любой другой складчато-орогенной системе, определяющим типом структур являются дислокации, образовавшиеся под воздействием бокового сжатия: тектонические покровы, надвиги и сопутствующие им складки, сдвиги. Смещения по надвигам приводят к формированию характерных антиклинальных складок, приуроченных к фронтальным частям надвигов. Последние в одних случаях пологие, в других крутые (до вертикальных) и даже опрокинутые. Антиклинали асимметричны с более крутыми крыльями, прижатыми к надвигам.

Наглядным примером могут служить складки, связанные с листрическими разрывами (рис. 1.1). Характерной их особенностью является выполаживание плоскости сместителя с глубиной, дугообразная в плане форма разрывов, смещение свода принадвиговой антиклинали в более глубоких стратиграфических горизонтах в соответствии с поведением контролирующего ее надвига (рис. 1.2). Смещение в плане сводов поднятий достигает сотен и более метров [1–4]. При этом складки могут уменьшаться в амплитуде вплоть до полного расформирования. Последний факт крайне важен при постановке глубокого бурения. Основываясь только на структурном плане верхних стратиграфических горизонтов при целевых более глубоких объектах, можно не вскрыть их и вывести площадь из бурения как бесперспективную (что на практике часто и происходит). В то же время, при недостаточности фактического материала о глубинном строении объекта наличие асимметричного крутого крыла складки может служить указанием на направление падения контролирующего её надвига и планового смещения свода по более древним отложениям.

В качестве природного тектонотипа складчато-надвиговых дислокаций может служить наблюдаемый в флишевой толще чешуйчатый надвиг и связанная с ним фронтальная складка (рис. 1.3).

Вследствие трения при перемещении крыльев по субпослойному надвигу, породы могут образовывать бескорневые принадвиговые асимметричные складки (рис. 1.4). На сейсмических разрезах послонные срывы не видны, поэтому при их интерпретации появление в субгоризонтальной толще крупных симметричных поднятий, не имеющих «корней» и не нарушенных секущими разрывами, приводит часто к необоснованному выделению биогермных построек.

Весьма сложно построенной ловушкой УВ может являться многоярусная система дуплексов (рис. 1.5). Подобные структуры являются типичными для многих складчато-орогенных зон, однако в предшествующих работах по Северо-Западному Кавказу описание таких дислокаций мы не встречали.

Наличие пологих надвигов и покровов, внутрипластовых срывов и субгоризонтальных зеркал скольжения, лежащих и перевернутых складок также является весомым аргументом в пользу определяющей роли бокового сжатия в формировании структуры региона. Межпластовые латеральные подвижки сопровождаются образованием не только катакластированных пород, но и характерных тектонических структур в поднадвиговой зоне. Относительно пластичные породы могут быть подвернуты, гофрированы и будинированы, отдельные слои испытывают разрыв с образованием тектонических чешуек-дуплексов.

В строении складчато-орогенных зон наряду с надвигами широко представлены и сдвиги. Обычно исследовать сдвиги приходится в плоской проекции (вид сверху). В связи с этим представляется интересной информация, зафиксированная в береговых обрывах, в которые уходят сдвиги, видимые на мелководье: крутозалегающие слои горных пород здесь как бы свернуты в рулоны (рис. 1.6, 1.7).

Установленные морфологические особенности дислокаций были использованы при построении серии сбалансированных геолого-геофизических разрезов Северо-Западного Кавказа [1–4]. В результате итоговые построения не противоречат ни поверхностной геологии, ни характеру волновой картины на сейсмических профилях, ни общей организации структуры Северо-Западного Кавказа, ни общетеоретической концепции строения горно-складчатых систем. Сейсмогеологические построения достаточно наглядно освещают строение как отдельных дислокаций и крупных тектонических элементов, характер их сопряжения со смежными депрессионными зонами (рис. 1.8), так и позволяют высказать предположение о наиболее вероятных типах ловушек УВ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 16-05-00013, 16-05-00161.

Литература

1. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 2. С. 223-225.
2. Попков И.В. Новые представления о строении и перспективах нефтегазоносности Северо-Западного Кавказа по данным сейсморазведки // Геология, география и глобальная энергия. 2012. № 4 (47). С. 46-51.
3. Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е. Структура и история развития Западно-Кавказских кайнозойских прогибов // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Т. 2. Бишкек: НС РАН, 2012. С. 266-271.
4. Попков В.И., Попков И.В. Изучение малых структурных форм – ключ к пониманию возможных типов ловушек нефти и газа в пределах Северо-Западного Кавказа // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсах АН РБ. 2015. № 21. С. 3-7.

Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина, М.Г. Леонов¹

Деформации кайнозойского чехла и кровли палеозойского фундамента в южном борту Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань)

На границе Кыргызского хребта и Чуйской впадины расположена субширотная зона интенсивных пликативных и дизъюнктивных структур – Южночуйская зона позднекайнозойских деформаций (ЮЧЗ), проявившихся в палеозойском фундаменте и в осадочных комплексах кайнозойского заполнения впадины и отражающих поздние фазы эволюции области северного ограничения Тянь-Шаня. Важнейшим показателем деформаций являются смещения и изгибы поверхности регионального предолигоценного пенеплена, амплитуда которых в южном борту Чуйской впадины достигает 7 км. Структуры пенепленезированной кровли фундамента являются интегральным отображением унаследованных и реверсивных тектонических движений, происходивших с

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

конца палеогена до настоящего времени. Наиболее поздние орогенические движения, возраст которых на отдельных участках северного склона Киргизского хребта в его предгорьях уточнялся в последние годы с применением современных технологий [6, 7], отразились в образовании систем четвертичных аккумулятивно-эрозионных террас и в деформациях их поверхностей. Наряду с развитием конкурирующих концепций геотектонического развития Тянь-Шаня новые данные стимулировали продолжение детального изучения структур поздних деформаций в фундаменте и в кайнозойском чехле в ЮЧЗ.

В процессе полевых работ в предгорьях Киргизского хребта в пределах Бишкекского геодинамического полигона (междуречье Ала-Арча – Иссык-Ата) проводилось детальное структурно-геологическое картирование на нескольких ключевых участках контактов палеозойского фундамента и отложений кайнозойского чехла. Морфоструктурные исследования базировались на определении зон градиентных смещений и деформаций поверхностей предпалеогенового регионального пенеплена и раннеплейстоценовой аккумулятивной террасы – реперов двух важных фаз кайнозойской тектонической истории. Изучение механизмов и структур деформаций, синхронно проявляющихся в гранитоидных породах фундамента проводилось в рамках отдельного исследования [1].

Ключевым объектом для изучения морфологии поверхности пенепленизированного фундамента является водораздел рек Ала-Арча и Аламедин. Здесь, в пределах эродированной ледниковой долины, на абсолютных высотах 1700–2200 м обнажаются многочисленные останцы красноцветных глинисто-песчано-галечных отложений киргизской серии (P_3-N_1), залегающих на маломощном глинисто-карбонатном горизонте коктурпакской серии (P_{1-2}) или на палеозойских комплексах (преимущественно на раннеордовикских гранитах и гранодиоритах), часто с хорошо выраженной корой выветривания. В процессе детального картирования участка были установлены значительные вертикальные смещения предпалеоценовой поверхности выравнивания, трассируемой по обнажениям контактов фундамент/чехол или реконструируемой по останцам коры выветривания палеозойских пород и выходам низов разреза осадочного чехла. Поверхность пенеплена образует широтный желоб с седловидным выступом посередине и резко поднимается конформно с ограничивающими долину с севера и юга хребтами с вертикальными амплитудами смещений 200–400 м. В пределах погруженной центральной части поверхность фундамента складчато деформирована. Реперы поверхности пенеплена – отложения коктурпакской свиты и кора выветривания – сохраняются в основании и на вершинах почти изометричных в плане холмов, сложенных ордовикскими гранитами. Складки

этой поверхности представляют собой асимметричные валы или выпукло-вогнутые ступени, разделенные флексурами, с наклоном ступеней $10\text{--}15^\circ$ к северу и амплитудой флексур до 100 м. Подобные складчатые формы кровли фундамента свидетельствуют о пластичности деформаций пород фундамента (в центре прогиба – гранитов), структуры которых рассмотрены в [1]. Возраст деформаций на рассмотренном участке может устанавливаться в широком временном интервале от окончания накопления красноцветного комплекса до формирования плаща рыхлых четвертичных отложений – с середины миоцена до середины плейстоцена. На других участках с более полным разрезом кайнозойских отложений основные фазы деформаций устанавливаются при сравнении структур разновозрастных поверхностей выравнивания. Чрезвычайно важным в тектонической эволюции является конец неогенового периода, когда в борту впадины были интенсивно деформированы и эродировались все ранее накопившиеся палеогеновые и неогеновые отложения и палеозойский фундамент [6] и, в условиях возникшего высокогорного обрамления впадины, отлагалась грубообломочная толща шарпылдакской серии ($N_2\text{--}Q_1$). Деформации полого-наклонной поверхности вновь образованной аллювиально-пролювиальной террасы характеризуют тектонику четвертичного периода, начиная с конца раннего плейстоцена.

Деформации раннеплейстоценовой террасы (кровли шарпылдакской серии) отчетливо проявились в районе расположения Научной станции РАН на правом борту долины р. Аламедин. Останцы этой некогда единой террасы залегают на разобщенных наклонных площадках, разделенных уступами рельефа, по которым прослеживаются тектонические флексурные перегибы поверхности террасы (рисунок). Останцы размером от 0.5 до 1.5 км представляют собой наклоненные на С, СВ и В под углами $5\text{--}15^\circ$ плоские площадки или слабовыпуклые своды. По разделяющим их флексурным перегибам, шириной до 150 м устанавливаются смещения уровней в 20–80 м и изменения направлений наклонов соседних ступеней. Эти тектонические зоны образуют в плане ячеистый рисунок с наиболее амплитудными вертикальными смещениями по дуговым зонам СВ простирания, одна из которых протягивается вдоль контакта ордовикских гранитов с палеогеновыми отложениями – Шамсинским разломом. Зоны дезинтеграции в обнажениях гранитов выражены в виде участков трещиноватости, катаклаза и жильной кварцевой проработки пород с слабой упорядоченностью незначительных смещений по трещинам. Таким образом, как и на рассмотренном выше участке, можно предполагать рассеянный характер хрупко-пластичных смещений блоков палеозойского (существенно гранитного) фундамента по

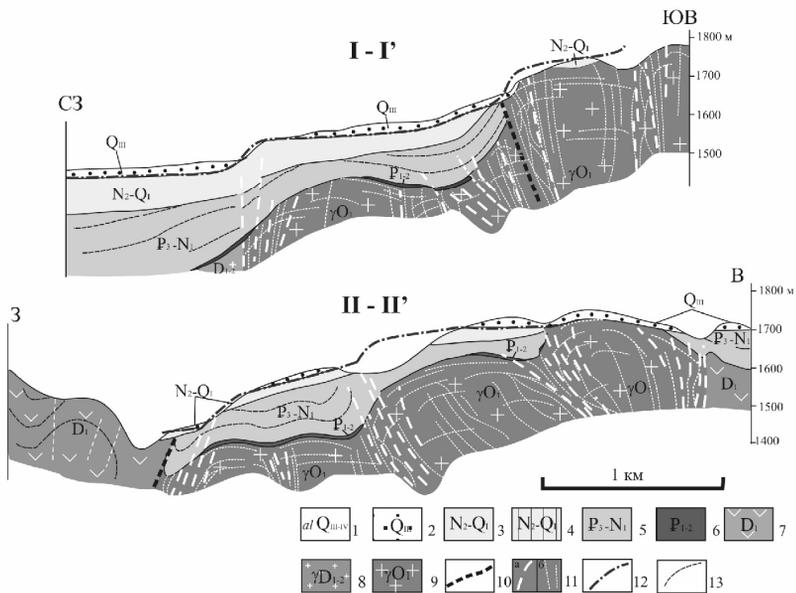
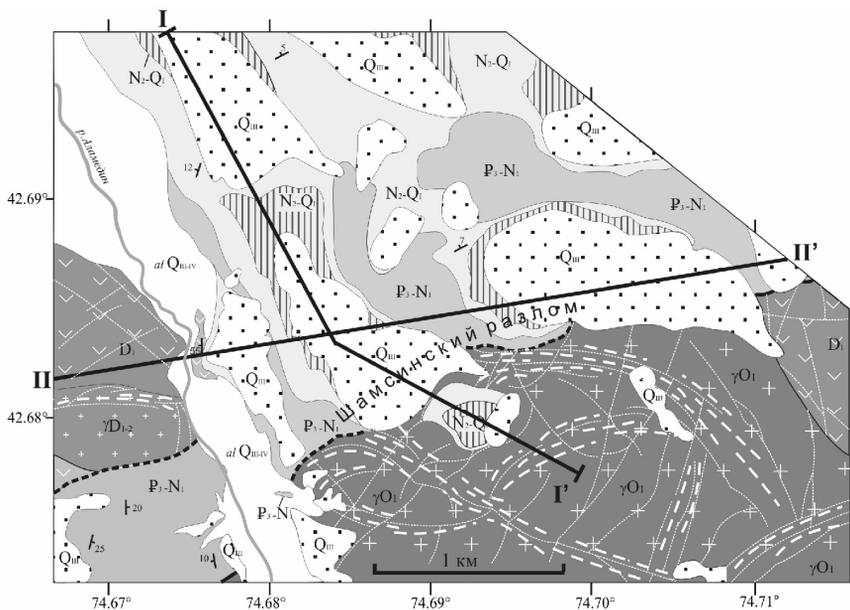


Рис. Геологическая карта и разрезы участка предгорий Киргизского хребта в левобережье р. Аламедин

1 - современные аллювиальные валунно-галечные отложения (alQ_{III-IV}); 2 - лессовидные суглинки, перекрывающие шарпылдакские отложения (Q_{III}); 3 - аллювиальные валунные отложения шарпылдакской серии (N_2-Q_1); 4 - кровля отложений шарпылдакской серии (N_2-Q_1) (останцы раннеплейстоценовой алювиально-пролювиальной террасы, не перекрытой лессами); 5 - олигоцен-миоценовые красноцветные дресвяно-песчаные отложения киргизской серии (P_3-N_1); 6 - палеоценовые красно-коричневые глины коктурпакской серии (P_{1-2}); 7 - раннедевонские вулканиты и туфоконгломераты (D_1); 8 - ранне-среднедевонские гранитоиды (γD_{1-2}); 9 - раннеордовикские гранитоиды (γO_1); 10 - разломы; 11 - зоны рассредоточенных смещений (a) и трещиноватости (b); 12 - положение раннеплейстоценовой поверхности выравнивания (на разрезе); 13 - слоистость

крутопадающим зонам трещиноватости в пределах широкой полосы деформаций, отвечающих обстановке катакластического течения.

Контакты палеозойских и кайнозойских пород, традиционно трактуемые на рассмотренных участках южного борта Чуйской впадины как надвиговые [3, 6, 7], при более детальном рассмотрении часто оказываются флексурными, иногда незначительно тектонизированными стратиграфическими или локальными козырьковыми складчато-надвиговыми структурами с залеганием фундамента на красноцветных отложениях и опрокидыванием слоев последних. Отдельные примеры сложноскладчатых неразломных деформаций поверхности регионального пенеплена были описаны ранее на северном склоне Киргизского хребта в других районах [4]. На исследованном в районе НС РАН участке Шамсинского разлома (регионально прослеживаемой на сотни километров тектонической зоны) отсутствуют характерные признаки локализованных тектонических смещений пород, при этом разрыхленные граниты контактируют с отложениями низов разреза киргизской серии. Исходя небольшой мощности нижней пачки киргизской серии, контакт фундамент/чехол на данном участке можно охарактеризовать как тектонизированный стратиграфический с амплитудой смещения по флексуно-разрывной зоне не более 100–150 м, из которых 80 м отвечает смещению в позднеорогенную (раннеплейстоценовую) фазу.

Отмеченные особенности строения рассмотренных участков ЮЧЗ, полученные на основании детальных структурно-геологических и морфоструктурных полевых исследований, свидетельствуют об объемной подвижности пород фундамента, проявляющейся в процессе его активизации на плитной стадии развития складчатого сооружения Тянь-Шаня. Локальные, отчетливо выраженные складчатые деформации кровли фундамента, проявляющиеся в виде куполов, валов и изометричных в плане ступеней, отмечаются там, где в составе фундамента преобладают граниты. Механизмы и типичные структуры подобных

деформаций описываются механикой гранулированных сред и согласуются с особенностями постумной дезинтеграции и деформации пород гранитного ряда, отмеченных в сдвиговых зонах [2, 5]. В условиях реологической ослабленности дезинтегрированного фундамента ведущим процессом структурной перестройки в зонах активизации является 3D перераспределение вещества, характерными чертами которого является неоднородность кинематических обстановок, различие глубинных и приповерхностных структур и т.п. Для ЮЧЗ и аналогично эволюционировавших бортовых зон межгорных впадин это выражается в образовании крутых и опрокинутых (частично осложненных разломами) флексурных контактов комплексов чехла и фундамента и в развитии эшелонированной системы бескорневых сдвигов и надвигов во внутренних частях впадины на удалении от крутого борта.

Исследования проводились при финансовой поддержке Программ ОНЗ № 6 и 10, Проектов РФФИ №13-05-00298 и 14-05-90112.

Литература

1. *Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* Реконструкция параметров палеонапряжений и стрессовых режимов в дезинтегрированных гранитоидах северного склона Киргизского хребта. (В этом сборнике).
2. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
3. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
4. *Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Складчатые деформации предгорного пенепплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003(а). № 1. С. 36–42.
5. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
6. *Bullen, M.E., Burbank D.W., Garver J.I.* Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // J. Geol. 2003. Vol. 111. P. 149–165.
7. *Thompson S.C. et al.* Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia // Journal of geophysical research. 2002. Vol. 107. P. 7–32.

Триас-юрские осадочные бассейны центральной части Верхояно-Колымской складчатой области: реконструкция источников сноса

Триасовые и юрские отложения широко распространены в пределах Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). Триасовые толщи слагают большую часть Верхоянской пассивной окраины и их суммарная мощность достигает 9 км. Юрские отложения выполняют протяженные Иньяли-Дебинский и Полоусный синклинии на востоке Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) по обрамлению Колымской структурной петли, а мощная толща пород титонского возраста (более 5 км) вскрывается на востоке хр. Черского в Илин-Тасском антиклинории. Породы интенсивно деформированы в процессе поздне-мезозойской складчатости. Расшифровка истории развития этих бассейнов является ключом для понимания поздне-мезозойской геодинамики этой части Верхояно-Колымской складчатой области.

С целью установления источников сноса обломочного материала и питающих провинций этих бассейнов был определен U-Pb возраст более 1400 зерен детритовых цирконов (LA-MC-ICPMS) из четырнадцати образцов песчаников среднего–верхнего триаса и средней–верхней юры дистальной части Верхоянского палеобассейна и верхнеюрских песчаников Илин-Тасского антиклинория.

Средне-верхнетриасовые продельтовые и шельфовые отложения дистальной части Верхоянской окраины обнажены в пределах Кулар-Нерского террейна на востоке ВСНП. На юго-востоке террейна спектр возрастов обломочных цирконов близок к полученным из средне-верхнетриасовых толщ проксимальной части Верхоянской окраины [1, 2], с небольшим привнесением кластики из других источников, которыми являлись породы Южного Верхоянья и Охотского террейна.

На севере террейна провианс-сигнал в породах среднего–верхнего триаса указывает на интенсивный размыв отложений верхнего палеозоя северной части Верхоянской окраины [3–5], а распределение возрастов обломочных цирконов близко к таковому в песчаниках триаса северо-востока Сибирской платформы [6].

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

² Университет Западной Виргинии, Моргантаун, США

Средне-верхнеюрские песчаники Иньяли-Дебинского синклинория имеют, вероятно, смешанные источники обломочного материала. Они, также как и верхнетриасовые толщи, содержат обломочные цирконы с возрастным спектром очень близким полученному ранее для западной части Верхоянской окраины [1], что позволяет предполагать для пород обоих районов одни, западные источники их поступления. Однако присутствие зерен с возрастным пиком около 158 млн лет может свидетельствовать о размыве как вулканитов Уяндино-Ясачненской магматической дуги, так и наиболее древних гранитоидных плутонов юго-восточного фланга Главного батолитового пояса [7], расположенных к востоку от синклинория. Вероятно, могли быть и дополнительные источники, локализованные в Южном Верхоянье, на Охотском террейне и на востоке Кулар-Нерского террейна.

На северо-западе Полоусного синклинория распределение возрастов обломочных цирконов в средне-верхнеюрских турбидитах указывает на размыв верхнепалеозойских–мезозойских осадочных толщ северо-востока Сибирской платформы [3–5]. Присутствие значительного количества зерен с возрастными, близкими к возрасту осадконакопления, может свидетельствовать о дополнительном источнике сноса, которым могли являться магматические образования Святоносской дуги [8]. Привлекает внимание значительный возрастной пик 1820–2050 млн лет, указывающий на размыв близкорасположенного фундамента Сибирского кратона. К юго-востоку на границе с Омудевским террейном в породах средней–верхней юры выявлено смешение источников кластики и появляются значительные возрастные пики 380, 434, 473, 593 млн лет. Вероятнее всего эти источники находились к юго-востоку от Полоусного синклинория. В настоящее время нет уверенных доказательств значительного присутствия пород такого возраста в этой части ВКСО. Их можно лишь предполагать под чехлом кайнозойских отложений центральной части Колымской петли на продолжении Кенкельдинского и/или Алазейского террейна.

Распределение возрастов обломочных цирконов в титонских отложениях Илин-Тасского антиклинория показывает, что питающими провинциями этих толщ являлись островодужные образования Уяндино-Ясачненской дуги и гранитоиды Главного батолитового пояса, а также породы окружающих террейнов центральной части ВКСО.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект VII.66.1.4), при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 15-45-05095), проекта № 53 комплексной Программы Президиума РАН 44П.

Литература

1. *Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E.* The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. Vol. 36. N 9. P. 699–702.
2. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A.V., Tuckova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. TC3013. doi: 10.1029/2005TC001830.
3. *Prokopiev A.V., Ershova V.B., Miller E.L., Khudoley A.K.* Early Carboniferous paleogeography of the northern Verkhoyansk passive margin as derived from U-Pb dating of detrital zircons: role of erosion products of the Central Asian and Taimyr-Severnaya Zemlya fold belts // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. Vol. 54. N 10. P. 1195–1204.
4. *Ершова В.Б., Худoley А.К., Прокопьев А.В.* Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U-Pb-датирования обломочных цирконов // *Геотектоника*. 2013. № 2. С. 32–41.
5. *Harris D.B., Toro J., Prokopiev A.V.* Detrital zircon U-Pb geochronology of Mesozoic sandstones from the Lower Yana River, northern Russia // *Lithosphere*. 2013. Vol. 5. N 1. P. 98–108. doi: 10.1130/L250.1
6. *Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E.* Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. N 4. P. 1631–1645.
7. *Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж. Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А.* U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // *Докл. РАН*. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
8. *Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В., Васильев Д.А.* Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклинория // *Отечественная геология*. 2012. № 5. С. 67–80.

Метаморфические породы острова Русского

Несмотря на достаточно хорошую геологическую изученность Южного Приморья, метаморфические породы этого региона изучены значительно слабее, в частности сравнение их с метапородами Ханкайского массива и Японского моря выполнено недостаточно.

Остров Русский расположен в южной части Приморского края к югу от Владивостока. Площадь его 97,6 кв. км. От полуострова Муравьев Амурского он отделен проливом Босфор Восточный, а проливом Старка от острова Попова. Остров омывается водами Амурского и Уссурийского заливов. Береговая линия острова сильно изрезана остроконечными мысами и глубокими бухтами. Наивысшие точки острова гора Русских (291,5 метра) и Главная (279 метров).

В геологическом плане остров Русский расположен в южной части Муравьево-Дунайской структурно-тектонической зоны. На западном побережье острова выходят древние блоки, предположительно рифейских, метаморфических пород. Северная часть острова сложена косо-слоистыми аркозовыми песчаниками поспеловской свиты, перекрытой пермскими туфоконгломератами, туфитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами владивостокской свиты. Восточная часть сложена триасовыми осадочными отложениями Центральную часть острова слагают массивы среднепалеозойские (431,9 млн лет) и позднепалеозойских гранитоидов [1, 2].

Метаморфические породы.

При геологических работах были выделены кристаллические сланцы в Западной части о. Русского с правого и левого бортов бухты Рында и севернее мыса Кошелева в центре небольшой бухты, отнесенные к рифею [3].

В этом районе было проведено несколько маршрутов с целью отбора образцов и установления взаимоотношения между гранитным массивом и метаморфическими образованиями.

Левый борт бухты Рында сложен коренными выходами тонкоплойчатых серых сланцев с прожилками кварца до 2 см, прорванных жилами гранитов около 20 см. Сланцеватость обусловлена переслаиванием темно-серых и светло-серых слоев. Высота обнажений достигает 10 метров. Протяженностью около 400 м. Обнажения разделены не-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

большими бухтами. Метаморфические породы представлены биотит-хлорит-кварц-плагиоклаз-актинолитовыми и биотит-хлорит-плагиоклаз-мускавито-кварцевыми сланцами.

В *биотит-хлорит-кварц-плагиоклаз-актинолитовых сланцах* по реликтовым чашуйкам биотита развиваются хлоритовые агрегаты, вытянутые согласно сланцеватости длиной до 0.1 мм. Составляют около 10–15% от общей массы. Между сноповидными образованиями актинолита сосредоточены тонкозернистые образования кварца и плагиоклаза. Кварц представлен округлыми зернами до 0.2 мм и составляет около 20% от общей массы. Плагиоклаз таблитчатой формы со слабым двойникованием занимает около 30%. Актинолит представлен удлиненно-призматическими кристаллами зеленого цвета около 0.3 мм и составляет основную массу породы около 30–35%. Структура породы нематобластовая. Обусловлена сноповидными образованиями актинолита. Микрогранобластовая представлена агрегатами мелких кристаллов кварца и плагиоклаза.

В *биотит-хлорит-плагиоклаз-мускавито-кварцевых сланцах* биотит замещается хлоритом, лейкоксеном и эпидотом, кристаллы эпидота до 0.1 мм около 5%. Амфибол имеет удлиненные призматические единичные кристаллы до 0.15 мм, составляет около 5% от основной массы. Кварц образует округлые зерна до 1 мм. Рудные: титаномегнетит. Структура породы лепидогранобластовая. Текстура сланцевая.

На правом борту бухты Рында и у мыса Кошелева выходят кристаллические сланцы, прорванные жилами до 1.5 м порфировидных граносиенитов. Протяженность коренных обнажений около 600 метров, высота их до 5 м. Возраст граносиенитов, полученный по цирконам U-Pb методом составляет 423.7 ± 3.2 млн лет, что соответствует нижнему силуру [4]. Это может свидетельствовать о том, что возраст метаморфических пород о Русский соответствует нижнему палеозою или рифею. А это означает, что кристаллические сланцы, скорей всего, сформировались в условиях регионального метаморфизма и представляют собой образования кристаллического фундамента этой структуры. Выходы метаморфических пород отделяются друг от друга разломами, представлены кварц-хлорит-карботан-эпидот-калишпатовые и силлиманит-биотит-мускавит-амфибол-хлорит-кварцевые сланцы.

В *кварц-хлорит-карбонат-эпидот-калишпатовых сланцах* присутствуют реликтовые зерна плагиоклаза, замещенные хлоритом, карбонатом, эпидотом и калишпатом. Зерна кварца вытянуты вдоль сланцеватости размером до 0.8 мм, он составляет около 20% общей массы. Хлорит представлен чешуйками согласно сланцеватости, занимающим около 20–30%. Карбонат выполняет трещины вкрест сланцеватости и за-

нимает около 15% шлифа. Эпидот представлен зернами с двойникованием от пелитоморфных до шестоватых с волокнистым строением, размером около 0.2 мм составляет около 5–10%. Зерна калишпата с двойникованием вытянуты вдоль сланцеватости размером до 1 мм, составляют около 20–30% породы. Эпидот, кварц и хлорит обуславливают сланцеватую текстуру. Структура нематогранобластовая.

Порфиroidные граносиениты с интенсивным кварц хлорит эпидотовым замещением в основной массе представлены калишпатом, перекристаллизованным в нематогранобластовый агрегат вторичных минералов. Этот калишпат образует порфиroidные выделения размером до 2 мм, занимающие до 50% площади шлифа. Кварц развит как по трещинам, так и образует пелитовые скопления, составляет около 15% основной массы, размер зерен до 0.2 мм. Эпидот представлен удлиненношестоватыми кристаллами до 0.2 мм, заполняет трещины и замещает темноцветные минералы, составляет около 10% шлифа. Чешуйки хлорита до 0.2 мм также замещают темноцветные минералы, составляют около 5% основной массы. В породе присутствует лейкоксен развитый скорее всего по биотиту.

В центре бухты Рында севернее мыса Кошелева есть небольшой мыс полностью сложенный тонкоплойчатými кристаллическими светло-серыми сланцами. Ширина мыса около 15 м, длина около 45 м, высота около 4 м. Отобраны образцы эпидот-хлорит-карбонат-плаггиоклаз-каливошпат-кварцевого тонкоплойчатого сланца. Реликтовые зерна плаггиоклаза, кварца и калишпата замещены микронематогранобластовым агрегатом эпидота, хлорита и кварца. Эпидот выполняет трещины, представлен удлиненными кристаллами цоизита и клиноцоизита до 0.3 мм около 10% шлифа, выполняет трещины. Удлиненные кристаллы хлорита образованы по сланцеватости, размером около 0.1 мм, занимают до 15% общей массы. Кварц представлен в виде вторичных обломков и реликтов, занимающих около 30% шлифа. Агрегаты полевого шпата, размером до 0.4 мм расположены согласно сланцеватости. Реликтовые зерна плаггиоклаза размером до 1 мм занимают около 5% основной массы. Текстура породы сланцевая.

Биотит-хлорит-кварц-плаггиоклаз-актинолитовые и биотит-хлорит-плаггиоклаз-мускавито-кварцевые сланцы по химическому составу отвечают трахиандезитам или андезитобазальтам. Порода характеризуется повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 5.08-6.62\%$) и относится к образованиям высококалийевой серии.

Этим породам свойственны высокие концентрации легких редкоземельных элементов и низкие содержания тяжелых, что выражается в высоких La/Sm (5.84–5.89), La/Yb (17.30–18.49) отношениях и резко

фракционированном спектре распределения редкоземельных (РЗЭ) элементов. Также наблюдается отрицательная европиевая аномалия.

Исходя из данных радиоизотопного возраста гранитов, взаимоотношения их с метаморфическими породами (рвущие контакты) и петрографическому изучению пород можно предположить, что выходы кристаллических сланцев являются частью древнего кристаллического фундамента острова Русского и относятся к образованиям регионального метаморфизма.

Литература

1. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A. Гранитоиды острова Русский: геологическая позиция состав возраст и возможная тектоническая обстановка формирования // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы II всероссийской конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 203-205.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. (Третье поколение). Дальневосточная серия. Лист К-52, 53. Объяснительная записка. СПб., 2011. 332 с.

3. Маркевич П.В., Захаров Ю.Д. Триас и Юра Сихоте-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 419 с.

4. Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2014. Vol. 109. P. 97-102.

В.Н. Пучков¹

Палеозойские магматические комплексы предположительно плюмовой природы на Урале

В продолжение доклада, сделанного на предыдущем Тектоническом совещании [1], речь пойдет о палеозойских предположительно плюмовых магматических проявлениях. **Ордовикские вулканиты и дайки, связанные с грабеновыми фациями.**

¹ Институт Геологии Уфимского Научного Центра РАН, Уфа, Россия

Образование грабеновых фаций – грубообломочных толщ весьма переменной мощности, сопровождаемое субщелочным вулканизмом, связано на Урале с рифтогенезом, который предвещает заложение пассивной континентальной окраины и океанического бассейна. Наличие обширной области магматических проявлений позволяет отнести сформировавшуюся окраину к вулканическому типу, образование которого предполагает наличие плюмовой компоненты [2] и выражается в формировании Крупной Магматической Провинции, или Large Igneous Province (LIP). На Южном Урале прекрасные разрезы грабеновых комплексов принадлежат кидрясовской свите позднего кембрия (?) – тремадока, представленной груботерригенными толщами с субщелочными базальтоидами. На Среднем Урале, в основании разреза батиальных толщ Бардымского аллохтона залегает нижнесергинская свита, представленная вулканическими туфами, базальтами, глинистыми сланцами, песчаниками и известняками среднего ордовика. Восточнее, вблизи зоны ГУР, к рифтовым формациям предположительно отнесены козинская и колпаковская свиты – мощные (до 3000 м) толщи кварцито-песчаников и конгломератов с прослоями мраморов, туфов, базальтов, трахибазальтов, и изредка риолитов. На юге Приполярного Урала к рифтовым формациям, возможно, относится саранхапнерская свита с ассоциирующим с ней комплексом долеритовых даек. Не исключено, что с ними связан и расположенный неподалеку хартесский комплекс кимберлитов [3]. Вблизи основания тельпосской, моллюдшорской, погурейской терригенных формаций позднего кембрия – ордовика залегают субщелочные вулканиты рифтогенного характера. Наиболее изучены рифтовые образования в Лемвинской зоне, где они представлены верхнекембрийско-нижнеордовикскими конгломератами и песчаниками в сочетании с субщелочными и щелочными базальтами. В юго-восточной части Лемвинской зоны зеленосланцево-измененные вулканиты с обильными дайками также могли сопровождать рифтовый процесс. Ассоциирующие с ними риолиты датированы ордовиком [4]. Груботерригенные толщи с вулканитами описывались и в основании шельфовых разрезов Полярного Урала и квалифицировались как рифтовые [5]. На хр. Енгане-Пе описано присутствие ультракалиевых базальтоидов, которые также могут быть индикаторами рифтогенеза [6]. Севернее, на крайней оконечности Полярного Урала, в Байдаратской зоне, кембрийско (?) – тремадокские отложения представлены песчаниками, алевролитами и сланцами; они перекрыты ниже-среднеордовикской толщей пестрого состава, представленной известняками, сланцами, алевролитами, с базальтами, трахибазальтами и риолитами [7]. На восточном склоне Урала отмечается несколько мест [8], где развиты ордовикские

грабеновые фации (самарский, увельский, тогузак-аятский, маячный, саргазинский комплексы); отметим, что все они располагаются в пределах предположительного развития блоков докембрийской коры и тяготеют к Восточно-Уральской мегазоне. Химизм базальтоидов этих комплексов, указывают на заложение рифтов на континентальном основании [9].

2. Позднеордовикско-силурийский магматический комплекс.

Конкордантные U–Pb (SHRIMP) датировки цирконов получены для субщелочных базальтоидах, залегающих в поле развития айской свиты, среди аршинской серии в Тирлянской мульде, вблизи машакской свиты на р. Кузьелга и на хр. Бол. Шатак. Все датировки укладываются в узкий интервал 435–455 млн лет (конец ордовика – лландовери) [10]. Первоначально мы считали, что это дайки [10, 11]. Однако внимательное изучение обнажений на р. Ушат показало, что ордовик/силурийские датировки принадлежат вулканитам, что имеет огромное значение для картирования: под этими вулканитами должен быть глубочайший размыв. Полученные данные позволяют предполагать, что вблизи полей развития древних вулканитов или вместо них залегают нераспознанные (вследствие плохой обнаженности) более молодые вулканиты, датированные примерно на границе ордовика и силура. На западном склоне Среднего Урала этот магматический этап проявился в качестве сиенит-порфиров верхнесеребрянского комплекса (возраст – 447 ± 8 млн лет, U–Pb, цирконы, SHRIMP [12]). Из событий, ранее известных на Ю. Урале, лишь одно относительно близко к ордовикско-силурийскому интрузивному этапу по возрасту и территориально, а возможно, и генетически: это возникновение большей части Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (410–446 млн лет), испытавшего затем преобразования на коллизионных рубежах позднего девона и перми [13]. Нами [8] высказано предположение о сходстве Ильмено-Вишневогорского карбонатитового комплекса с Монтерегийской группой субщелочных и щелочных интрузий, возникновение которой интерпретируется как след плюма на атлантической окраине Североамериканского континента.

3. Девонский магматизм.

Новый обзор геологических данных и изотопных определений возраста долеритовых даек и вулканических излияний на всем протяжении Урало-Новоземельской складчатой области указывает на наличие в ней девонских дайковых роев и связанных с ним эффузивов [14]. Один из этих роев имеет субмеридиональное простирание и связан с несколькими импульсами магматизма (в том числе верхнедевонским) в пределах пассивной окраины Восточно-Европейского континента (точнее,

Лавруссии). Второй выявляется на Пай-Хое, имеет по U-Pb определениям франско-фаменский возраст и северо-западное простирание. Третья область базальтового вулканизма (датированные базальтовые излияния позднесреднедевонско-раннефранского возраста) широко представлены на Новой Земле. Все эти магматические проявления на период их формирования принадлежали восточному флангу Днепровско-Кольской Крупной Магматической Провинции (LIP), предположительно с двумя центрами суперплюмовой активности (в районе Каспия и в Баренцевом море, к С-З от Югорского полуострова). Корреляция проявлений Днепровско-Кольского и Якутско-Виллойского суперплюмов, максимум активности которых падает на верхний девон, позволяет оконтурить область активной девонской зоны в пределах проекции суперсвелла Тузо на земную поверхность.

4. Триасовый магматизм.

Крупная триасовая магматическая провинция (LIP), к которой принадлежит Урало-Новоземельская складчатая зона, охватывает огромную территорию, включая Западно-Сибирскую плиту, Таймыр, Кузбасс и Сибирскую платформу, и эту провинцию следует называть Урало-Сибирской. Магматические события на границе перми и триаса можно рассматривать как проявления гигантского суперплюма. На Урале и в Приуралье к ним принадлежат излияния трапповых базальтов триасового возраста, развитые в Тургае, Челябинском районе Южного Урала, в Сосьвинском грабене, на западном склоне Полярного Урала, а также отдельные проявления триасового магматизма на Пай-Хое и Новой Земле. Наши исследования совместно с геологами университета г. Лейстер (Англия) и ИГ КНЦ РАН показали, что трапповые излияния на Полярном Урале и в Сибири начались синхронно на границе перми и триаса (250 млн лет). Так, базальты, развитые в районе р. Хальмер-Ю, к северо-западу от Воркуты в основании вулканогенно-терригенной серии, датируются Ar-Ag методом как 249.52 ± 0.7 млн лет [15]. На юго-востоке региона, в Зауральской зоне, риолиты Першинского и Борисовского карьеров датированы U-Pb методом по цирконам около 250 млн лет; риолиты Борисовского карьера рвутся серией долеритовых даек с Ar-Ag возрастом 245.9 ± 2.4 млн лет. Примерно такова же Ar-Ag датировка базальтов туринской серии на берегу р. Синары (244.9 ± 1.2 млн лет) [15]. Вместе с тем, триасовые Rb-Sr датировки некоторых кислых интрузий Среднего и Южного Урала – например, для чекинского и адуйского щелочных комплексов вступают в противоречие с U-Pb датировками цирконов [16]. По нашим данным, [17] дайки гранит-порфиоров, секущих Чекинский массив, имеют каменноугольный возраст по результатам и Rb-Sr, и U-Pb датирования.

Литература

1. Пучков В.Н. Региональная и субглобальная корреляция докембрийских магматических комплексов Урала в связи с их предполагаемой суперплюмовой природой: Тез. докл. XLVII тект. совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2015. С. 74–78.
2. Меланхолина Е.Н. Сравнительный анализ пассивных окраин в пределах Северной и Центральной Атлантики // Геотектоника. 2011. № 4. С. 80–105.
3. Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др. Тектоническое районирование и минерагения Урала // Сер. Аналитические обзоры «Очерки по региональной геологии России». Вып. 3. М.: ГЕОС, 2006. 180 с.
4. Соболева А.А., Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Васильев А.В. Зеленые сланцы Лемвинской зоны // Вестн. ИГ КНЦ РАН. 2010. № 1. С. 14–20.
5. Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Геология, литология, стратиграфия / Отв. ред. В.Н. Пучков. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 207 с.
6. Юдович Я.Э., Махлаев Л.В., Кетрис М.П. Минералогические особенности ультракалиевого базальтоида с хребта Енганэ-Пэ, Полярный Урал // Минераловедение и минералогенезис. Сыктывкар, 1988. С. 34–40.
7. Puchkov V. Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.). AGU Geophysical Monograph Series. 2002. Vol. 132. P. 9-32.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.
10. Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского антиклинория по цирконам // Геологический сборник № 9. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 36-43.
11. Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42-52.
12. Петров Г.А. Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: Изд-во УрГГУ, 2006. 195 с.
13. Недосекова И.Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77-95.

14. *Puchkov V., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N.* A Devonian >2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian foldbelt // *GFF Journal*. 2015, in print.

15. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009 b. Vol. 277. N 1-2. P. 9-20.

16. Строеение и условия формирования массивов триасовых щелочных гранитоидов Малочекинского комплекса (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд. Моск. Унта, 2010. 24 с.

17. *Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н. и др.* О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии // *Литосфера*. 2013. № 5. С. 165-171.

Н.С. Уляшева, А.М. Пыстин, А.В. Панфилов¹

Петрогеохимические особенности и условия образования протолитов марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал)

Марункеуский эклогит-гнейсовый комплекс расположен в крайней северной (полярной) части Уральской аккреционно-складчатой системы в пределах Харбейско-Марункеуского блок-антиклинория. В схеме последнего Уральского межведомственного стратиграфического совещания (Свердловск, 1991 г.) он выделялся в ранге свиты в составе палеопротерозойского харбейского метаморфического комплекса. В соответствии с упомянутой схемой марункеуская свита занимает нижнее положение в разрезе комплекса и наращивается (снизу вверх): лаптаюганской (амфиболиты и гнейсы), ханмейхойской (амфиболиты, гнейсы, мраморы, кварциты) и париквасьшорской (гнейсы и кристаллические сланцы) свитами. Однако последующими работами, включая результаты исследований авторов настоящего доклада, было показано, что породы разрозненных в пространстве базитсодержащих метаморфических толщ: лаптаюганской и ханмейхойской свит в Харбейском блоке, с одной стороны, и марункеуской свиты в Марункеуском блоке, – с другой,

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

сформировались в разных геодинамических обстановках. Поэтому харьбийский и марункеуский комплексы должны рассматриваться в качестве самостоятельных структурных единиц.

В строении марункеуского комплекса участвуют эклогиты, симплектит-эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты, метаперидотиты, а также плагиогнейсы, плагиомигматиты и K-Na мигматиты.

Наиболее представительные разрезы марункеуского комплекса находятся в его южной части, в районе так называемой Слюдяной горки. Здесь эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты залегают преимущественно в виде пластообразных и линзовидных интрузий, ориентированных в северо-западном (поперечному к общеуральскому – северо-восточному) направлении согласно с простиранием вмещающих их плагиогнейсов. На поверхности эти породы обнажаются в пониженных участках Слюдяной горки между высотами, имеющими собственные утвердившиеся среди геологов названия: Рыжая, Коническая, Перидотитовая также на склонах Слюдяной горки и в долинах ручьев. Эклогиты и их амфиболитизированные разновидности характеризуются полосчатой, гнейсовидной, сланцеватой текстурой и наряду с омфацитом и гранатом содержат в своем составе кианит, роговую обманку, цоизит, слюды.

В ассоциации с перидотитами, слагающими высоты Рыжая и Перидотитовая, отмечаются эклогиты, имеющие массивную текстуру. В районе Слюдяной горки наиболее крупный выход таких пород слагает выс. Коническую. Здесь в эклогитах отмечаются реликты офитовой структуры, а также реликты исходных габброидов.

Возраст протолитов эклогитов, судя по имеющимся максимальным значениям датировок пород и минералов, превышает 1.8 млрд лет, однако вопрос о времени проявления метаморфизма эклогитовой фации остается спорным. По оценкам В. Л. Андричева [1], разделяемым авторами доклада, он не менее 1.68 млрд лет, Дж. Глодни с соавторами [2] ограничивают его интервалом 353–362 млн лет.

Петрогеохимические особенности пород Марункеуского комплекса были изучены с целью уточнения геодинамических обстановок их формирования.

Полосчатые и сланцеватые эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты, судя по их пластовому залеганию, можно отнести к metabasaltam. Эклогиты состоят из граната пироп-гроссуляр-альмандинового состава и омфацита. В качестве второстепенных минералов встречаются порфиробласты параллельно ориентированного амфибола (паргасита), а также зерна кварца и рутила. Амфиболиты сложены паргаситом и кислым плагиоклазом. Второстепенные минералы: гранат, биотит, клиноцоизит, кварц, мусковит, хлорит и кальцит. По химическому составу

породы идентичны умеренно- и высокоглиноземистым натриевым и калиево-натриевым базальтам, андезито-базальтам и андезитам нормальной щелочности. Все они, за редким исключением, относятся к толейтовой серии. На диаграмме Д. Вуда [3], идентифицирующей геодинамические условия образования базальтов, точки составов пород «тяготеют» к полю островодужных образований. Пологое распределение спектров редкоземельных элементов относительно хондрита и наличие Ta-Nb и Zr-Hf минимумов может также рассматриваться как признак образования пород в островодужной обстановке.

Габбро и апогаббровые эклогиты, судя по выходу этих пород на выс. Коническая и ее склонах, а также на высотках к северу от Слюдяной горки, скорее всего, слагают небольшие интрузии. Однако оконтурить их довольно сложно, т. к. они залегают среди близких по внешнему виду полосчатых эклогитов. Плаггиоклаз практически полностью замещен мелкими зернами цоизита и кианита. На контакте пироксена (авгита) и плаггиоклаза развиваются омфациит и гранат. В эклогитах гранат обогащен пироповым миналом (40–50%), амфибол представлен роговой обманкой и каринтином.

Метапериidotиты, как и габбро, характеризуются различной степенью метаморфических преобразований пород. Текстура метапериidotитов петельчатая, друзитовая, структура нематогранобластовая. Петельчатая текстура обусловлена развитием серпентина по оливину, друзитовая – выражается образованием амфибола и граната в виде друз. Порода состоит из оливина, гиперстена, крупных кристаллов бронзита, замещающихся амфиболом, кианитом, омфациитом, диопсидом и цоизитом. Отмечаются рудные минералы: магнетит и рутил.

По химическому составу апогаббровые эклогиты соответствуют габбро и оливиновым габбро, а метапериidotиты – лерцолитам. Габбро и апогаббровые эклогиты являются высокоглиноземистыми натриевыми и калиево-натриевыми образованиями. Эти породы, также как и метапериidotиты не обнаруживают четкого тренда обогащения железом и занимают промежуточное положение между толейтовой и известково-щелочной сериями.

На идентификационной диаграмме Д. Вуда [3] точки составов габбро, апогаббровых эклогитов и метапериidotитов располагаются в области островодужных образований. Схожие содержания и тренды распределения редкоземельных и редких элементов перечисленных пород (пологий наклон в сторону тяжелых редкоземельных элементов с европиевыми максимумами) может свидетельствовать о комагматичности протолитов метагаббро и метапериidotитов. Совокупность геохимических характеристик пород: повышенные содержания литофильных эле-

ментов Ba, Rb, Cs и пониженные содержания высокозарядных элементов относительно содержаний их в N-MORB, а также Sr максимум, Ta-Nb и Zr-Hf минимумы, могут указывать на надсубдукционные обстановки их образования.

На вариационных диаграммах (рис. 1) точки составов апогаббровых эклогитов и метаперидотитов образуют единые тренды дифференциации вещества. Наблюдается прямая корреляция между MgO и FeO_{общ} и отрицательная корреляция: MgO–Al₂O₃ и MgO–CaO. Направления трендов дифференциации вещества рассматриваемых пород отличается от трендов, характерных для полосчатых эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов, что указывает на различные источники магматического расплава этих групп пород. Подтверждением этого вывода является существенное различие в этих группах пород общего суммарного содержания редких и редкоземельных элементов.

Плаггиогнейсы образуют маломощные пластовые тела и перемежаются в разрезе с полосчатыми эклогитами и апоэклогитовыми амфиболитами. В районе Слюдяной горки плаггиогнейсы представлены светло-серыми клиноцоизит-мусковитовыми, а также серыми и темно-серыми клиноцоизит-мусковит-биотитовыми и клиноцоизит-биотитовыми разновидностями. Текстура пород гнейсовидная, структура лепидогранобластовая, местами катаклазированная. Минеральный состав всех проанализированных образцов рассматриваемых пород довольно близок. Все они кроме кварца и полевых шпатов содержат гранат, клиноцоизит, мусковит, титанит и циркон. Плаггиоклаз представлен альбитом. Изредка в породах имеется калиевый полевой шпат с содержанием минерала до 1–2 %.

Анализ химического состава плаггиогнейсов на различных идентификационных диаграммах указывает на ортоприроду этих пород. Учитывая низкие значения фемического (0,03–0,18) и титанового (0,015–0,06) модулей [4] при высокой сумме щелочей (4,67–7,47 %), наиболее вероятным является предположение о том, что протолиты плаггиогнейсов были представлены средними и кислыми магматическими породами. Они отвечают составу известково-щелочных калиево-натриевых гранитов, гранодиоритов и диоритов.

На вариационных диаграммах точки составов плаггиогнейсов образуют единые тренды дифференциации вещества с полосчатыми эклогитами и апоэклогитовыми амфиболитами.

Таким образом, по геологическим и петрогеохимическим данным в составе марункеуского комплекса выделяются две серии пород первично-магматического происхождения: метавулканогенная – полосчатые

эклогиты, амфиболиты и плагиогнейсы и метаплутоническая – массивные апогаббровые эклогиты и метаперидотиты.

Метавулканыты имеют признаки образования в островодужных обстановках. Метаморфизованные плутонические породы мафит-ультрамафитового состава, представленные габбро-норитами и апогаббровыми эклогитами и метаперидотитами представляют собой самостоятельный матаинтрузивный комплекс. Геохимические данные указывают на формирование этих пород в надсубдукционной обстановке, возможно с контаминацией континентального вещества (повышенные содержания Ba, Sr и Rb).

Литература

1. Андреев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А., Лепихина О.П., Литвиненко А.Ф. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Поллярный Урал) // ДАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 503–506.

2. Glodny J., Austreim H., Molina J.F. et al. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // Geological Society of London Memoir. 2004. P. 87–105.

3. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 11.

4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Е.П. Развозжаева, В.Г. Кычкина¹

Строение Алдано-Майского прогиба по сейсморазведочным данным (юго-восток Сибирской платформы)

Алдано-Майский прогиб (АМП) выделен как структура более высокого порядка, на юго-востоке Алданской антеклизы (рис. 1а). Отличительной особенностью АМП является наличие мощных отложений рифейского возраста в осадочном чехле. Географически его северная и

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

центральная части находятся на территории Саха Якутии, а южная – в Хабаровском крае. С 2005 года в АМП силами ОАО «Якутскгеофизика» проводились сейсморазведочные работы. Эти работы позволили уточнить строение прогиба и соседних краевых зон Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП). Материалы работ частично представлены в печати [1, 3, 5]. Основной проблемой явилась привязка отражающих горизонтов (ОГ). Она менялась по мере накопления фактического материала. Наиболее объективным, на наш взгляд, является вариант, предложенный в последних отчетах по сейсморазведочным работам. До этого привязка ОГ осуществлялась по скважинам Мокуйской, Нижнеамгинской и Хочомской (рис. 1б). Отработка сейсмического профиля через Лахандинскую скважину, новые данные по Усть-Майской скважине показали, что опорный ОГ, увязываемый ранее с верхним рифеем, является подошвой малгинской свиты среднего рифея. Эта сейсмостратиграфическая привязка взята за основу при описании строения АМП. На рис. 2 представлены поперечные сейсмогеологические и временной продольный разрезы, наглядно демонстрирующие строение прогиба. Анализ волновой картины выявил следующие особенности тектоники АМП. Осадочный чехол прогиба состоит из нескольких сейсмокомплексов, ограниченных угловыми несогласиями: мезозойского, вендпалеозойского, верхне-среднерифейского и нижнерифейского.

Нижнерифейский комплекс в волновом поле уверенно выделяется только в пределах нижнепротерозойского Усть-Майского рифта (рис. 1, 2в). Визуально наблюдается угловое несогласие, срезание его вышележащими среднерифейскими отложениями. Привязка нижнерифейских отложений осуществлена по Мокуйской скважине, где на глубине 1836 м вскрыта учурская серия нижнего рифея (рис. 1, 2б). По геологическим данным на рубеже раннего и среднего рифея произошла тектоническая перестройка, внедрение силлов основного состава [2]. В районе Горностахской антиклинали, где Усть-Майский рифт примыкает к Кыллахской складчатой зоне ВСНП (рис. 1б), раннерифейские отложения выходят на поверхность, здесь наблюдается размыв и несогласное залегание среднерифейских отложений на нижнерифейских [1, 2, 4].

Среднерифейские отложения имеют наибольшее распространение на площади АМП (рис. 1, 2). Они уверенно распознаются по устойчивым отражениям от кровли (ОГ R_{2ml}) и подошвы омнинской свиты (ОГ R_{2om}). Омнинская свита по данным вертикального сейсмического профилирования и акустического каротажа Мокуйской скважины отличается значительно пониженной пластовой скоростью, что вероятно и обусловило интенсивные отражения от ее границ. *Верхнерифейские* отложения согласно залегают на среднерифейских и по сути слагают с

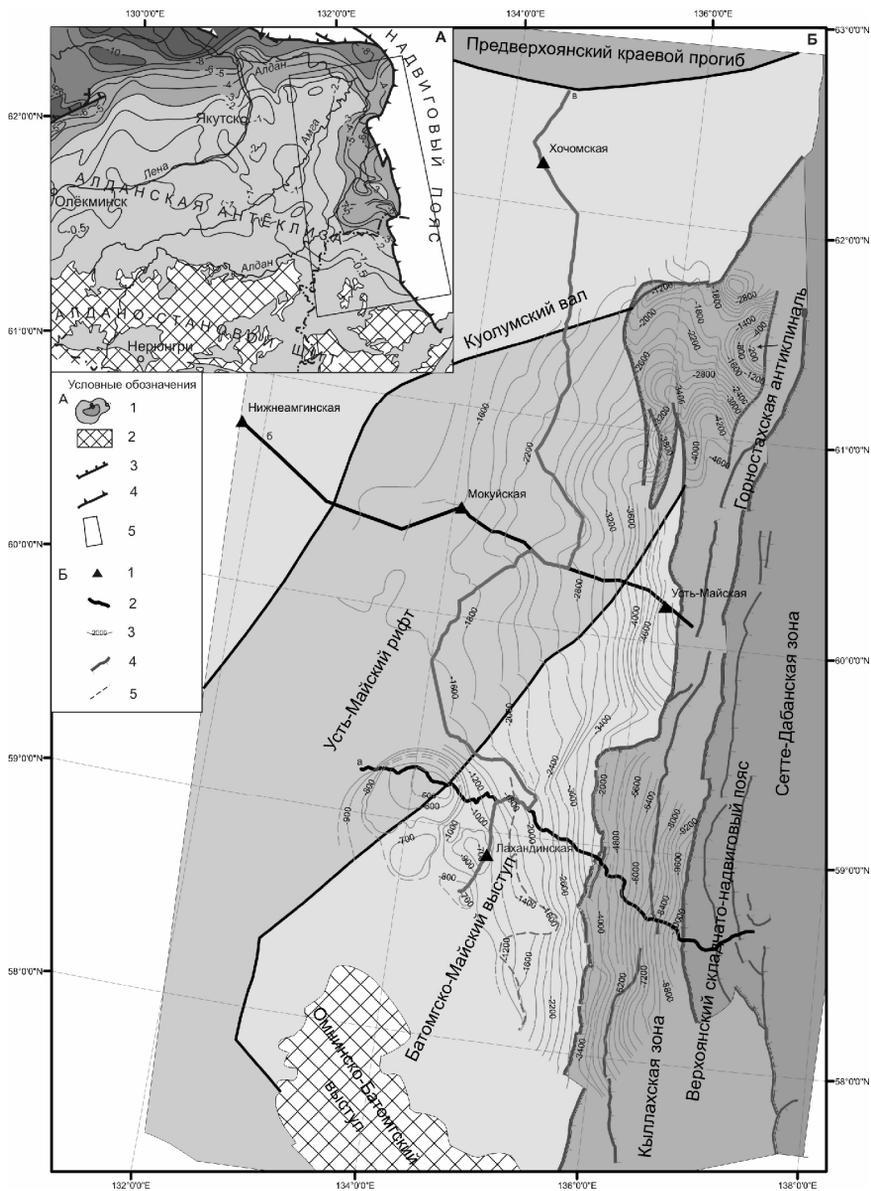


Рис. 1. А. Карта рельефа поверхности кристаллического фундамента юго-восточной части Сибирской платформы [4]. 1 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента в км; 2 – области выхода фундамента на днев-

ную поверхность; 3 – разломы; 4 – фронт Верхоянского складчато-надвигового пояса; 5 – район исследований. Б. Структурная схема Алдано-Майского прогиба (по материалам ОАО «Якутскгеофизика»). 1 – скважины глубокого бурения; линии сейсмических разрезов; 3 – изолинии мощности осадочного чехла по подошве омнинской и аймчанской свит среднего рифея; 4 – надвиги; 5 – линия выклинивания омнинской свиты

ними единый комплекс, мощность которого довольно значительно возрастает в восточном направлении и достигает максимальных значений в Кыллахской и Сетте-Дабанской зонах ВСНП (рис. 1, 2а, б).

Венд-палеозойский сейсмокомплекс с угловым несогласием залегает на всех более древних образованиях рифея или непосредственно на кристаллическом фундаменте (рис. 2). По геологическим данным его формированию предшествовала глубокая эрозия, пенепленизация рельефа и образование кор выветривания [1, 2, 4]. На площади АМП распространены преимущественно венд-кембрийские отложения. Вендские отложения выдержаны по мощности и в волновом поле уверенно распознаются, служа репером при привязки волновой картины (рис. 2).

Мезозойские отложения несогласно, со стратиграфическим перерывом залегают на кембрийских отложениях. Их мощность возрастает в пределах АМП в северном и в меньшей степени в восточном направлении, достигая максимальных величин в соседнем Приверхоянском прогибе (рис. 2в).

Суммируя вышесказанное можно сделать вывод, что АМП не является единой структурой. Его осадочный чехол состоит из отдельных комплексов, формировавшихся в разных тектонических обстановках. В нижнем рифее депоцентр располагался в Усть-Майском рифте (рис. 1б, 2). После тектонической перестройки депоцентр сместился на восток и в среднем–позднем рифее находился в ВСНП (рис. 2а, б). Венд-кембрийский комплекс, плащеобразно перекрывая более древние образования, отложился в условиях обширной морской трансгрессии [4]. Депоцентр самого верхнего мезозойского комплекса располагался севернее АМП в Приверхоянском краевом прогибе (рис. 2в).

Авторы благодарят ответственных исполнителей отчетов ОАО «Якутскгеофизика» заместителей главного геолога А.П. Оболкина, С.Ю. Севостьянова, ведущего геофизика В.А. Дьяконову за предоставленные материалы. Работа выполнена частично в рамках инициативного проекта №15-И-2-027 «Тектоно-седиментационные модели осадочных бассейнов юго-восточной России».

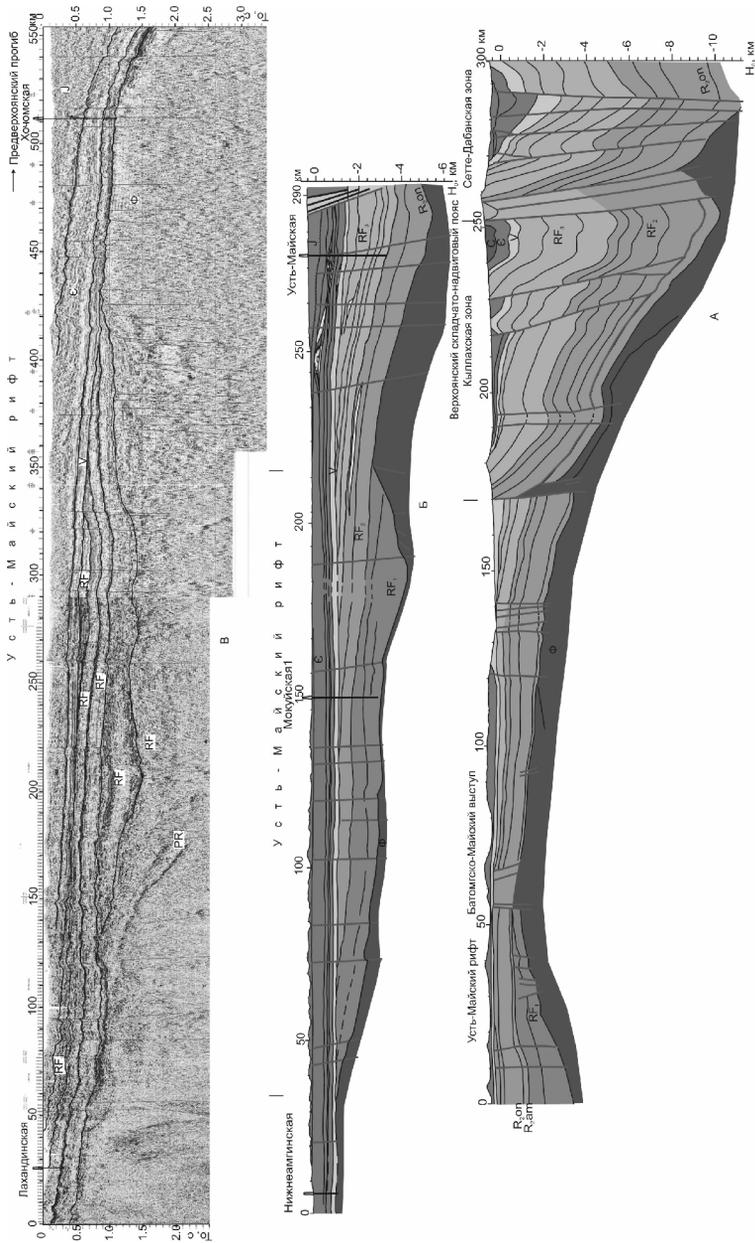


Рис. 2. Поперечные сейсмогеологические (А, Б) и продольный временной (В) разрезы, демонстрирующие строение Алдано-Майского прогиба (по материалам ОАО «Якутскгеофизика»)

Литература

1. Берзин А.Г., Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю., Егошин А.А., Дьяконова В.А. Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 21–26.)
2. Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82-102.
3. Нафиков И.Ф. Особенности геологического строения и нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8, № 3. www.ngtp.ru/rub/4/34_2013.pdf.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
5. Шишкин Б.Б., Берилко Г.А., Соболев П.Н., Старосельцев В.С., Стрехов А.Н. Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. 2010. № 4. С. 26–40.

**С.В. Рассказов^{1,2,3}, И.С. Чувашова^{1,2,3}, В.М. Кожевников¹,
А.И. Середкина¹**

Новейший вулканизм, орогенез и рифтогенез Азии в контексте движения и взаимодействия литосферных плит

Мантийная динамика Азии служила предметом: 1) геофизических исследований современной структуры верхней мантии без учета вулканической эволюции, 2) регистрации низкоскоростных мантийных аномалий под полями голоценового вулканизма, 3) изучения пространственного или пространственно-временного распределения вулканизма позднего мезозоя и кайнозоя без учета строения мантии и 4) совместного анализа данных о пространственно-временном распределении вулканизма и низкоскоростных мантийных аномалий. В отличие от предшествующих построений, расшифровка глубинной динамики Азии при согласовании базовых моделей сейсмической томографии мантии и про-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет (ИГУ), Иркутск, Россия

³ Китайско-Российский исследовательский центр Удаляньчи–Байкал по вулканизму и окружающей среде, Иркутск, Россия; Удаляньчи, Китай

странственно-временного распределения вулканических полей ключевых территорий приводится в настоящей работе исходя из представления о едином новейшем геодинамическом этапе территории с учетом движения литосферы Азии и структурных перестроек на ее межплитных границах. В орогенах и рифтах подчеркивается индивидуальность источников вулканических пород.

В новейший геодинамический этап объединяются процессы одностороннего развития, имеющие взаимосвязанное регулярное распространение во временном интервале с момента запуска до настоящего времени. Предполагается начало новейшего этапа во время последней фанерозойской (меловой) палеомагнитной суперхроны, длившейся 119–83 млн лет назад. «Тихий меловой период» соответствовал разогретому («суперплюмовому») состоянию мантии, отразившемуся в максимальной скорости образования океанической коры и максимальном поднятии уровне моря [5]. Глобальная точка отсчёта новейших процессов на Земле отчетливо выражена приблизительно 90 млн лет назад в морских записях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в которых проявлен результирующий эффект процессов конвергенции и дивергенции континентальной и океанической литосферы. С точкой отсчета глобального новейшего геодинамического этапа совпало начало новейшего вулканизма в Центральной Монголии, связанного с внутриплитной аккомодацией на этой территории процессов межплитной конвергенции [2].

Гипотеза о восточном и юго-восточном движении азиатских блоков [7] была дополнена данными GPS-геодезии, свидетельствующими об общем движении стабильной части Азии к востоку и юго-востоку. По распределению сейсмичности на территории Азии выделились тектонически нестабильные территории – зоны рассеянных деформаций большой ширины и длины. По преобладанию растяжения или сжатия, тектонически активные (мобильные) системы кайнозоя были подразделены, соответственно, на рифтовые и орогенные [6]. Характер образования новейших структур уточнялся. В настоящее время мы относим к Байкальской рифтовой зоне впадины оз. Байкал и протягивающуюся к северо-востоку серию сухоходльных впадин. В качестве одноранговой структуры Байкальской рифтовой зоны мы рассматриваем Хангай-Бельскую орогенную зону, в которую объединяем новейшие структуры Центральной Монголии и Восточного Саяна. В этой области определяющее значение имело образование Хангайского и Бельского орогенов, а рифтовые сегменты играли подчиненную роль, развиваясь в согласованном структурном ансамбле с орогенами. В орогенах и рифтах Хангай-Бельской зоны проявилась общая тенденция к воздыманию, особенно ярко выраженная в квартере. О независимой динамике Хан-

гай-Бельской и Байкальской подвижных зон свидетельствует отсутствие связи между структурной эволюцией Южно-Байкальской впадины, с одной стороны, и Тункинской долины, Главного Саянского разлома, с другой. Образование Хангай-Бельской орогенной зоны (как одной из составляющих Центрально-Азиатской орогенной системы) было связано с процессами Индо-Азиатской конвергенции, а Байкальской рифтовой зоны – с процессами, сопровождавшими субдукцию Тихоокеанской плиты под восточную окраину Азии [4]. Разный характер структурной эволюции этих зон отражен в современном напряженно-деформированном состоянии коры по данным механизмов очагов землетрясений и GPS-геодезии [3].

Для выявления подлитосферных расплавных аномалий и расшифровки структуры мантии рифтовых и орогенных территорий Азии используются скоростные модели S-волн до глубин 300 и 700 км [1, 8]. Идентифицируются низкоскоростные аномалии переходного слоя: Гобийская, Байкальская и Северо-Забайкальская. Из гипотезы температурной зависимости фазового контроля глубинного положения границ переходного слоя следует, что термальный (термо-химический) поток из нижней мантии должен одновременно идентифицироваться и в подошве, и кровле переходного слоя. Низкоскоростные аномалии, связанные с обеими границами переходного слоя, пространственно совмещены между собой под Гоби и Байкалом, но разобщены под Северным Забайкальем. Под Юго-Западной Гоби скорости локально снижаются в нижней части переходного слоя мантии (глубина 600 км) и непосредственно над переходным слоем (глубина 400 км). Центр минимумов, связанных с переходным слоем соответствует 44° с.ш., 95° в.д. Над низкоскоростной аномалией переходного слоя Юго-Западной Гоби поздне-меловых и кайнозойских вулканических пород не известно. Породы возрастом 91–71 млн лет Дурвэлджин-Борзогийнской группы вулканических полей находятся приблизительно на расстоянии 600 км к востоку от центра Гобийской низкоскоростной аномалии переходного слоя. Подобная низкоскоростная аномалия обозначилась в переходном слое под районом Байкала с центром 52° с.ш., 108° в.д. Непосредственно над Байкальской низкоскоростной аномалией переходного слоя поздне-меловых и кайнозойских вулканических пород также не известно. Породы возрастом 100–90 млн лет Хушиндинского вулканического поля находятся на расстоянии приблизительно 350 км к востоку от центра Байкальской низкоскоростной аномалии переходного слоя. Северо-Забайкальская аномалия переходного слоя представлена понижением скоростей на уровнях 600 км (55° с.ш., 116° в.д.) и 400 км (55° с.ш., 123° в.д.).

В скоростной структуре мантии Азии выявляются признаки обратных астеносферных потоков под движущейся литосферой. Под Западным Забайкальем такой поток был направлен к Байкальской впадине, под Орхон-Селенгинским среднегорьем – к Хубсугульской впадине Хангай-Бельской орогенной зоны. Растяжение литосферы, по-видимому, обеспечивалось динамическим воздействием обратных астеносферных потоков, обусловленных снижением вязкости в расплавных аномалиях переходного слоя и верхней мантии.

Работа выполняется при частичном финансировании проекта РФФИ № 14-05-31328.

Литература

1. *Кожневиков В.М., Середкина А.И., Соловей О.А.* Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1564–1575.

2. *Расказов С.В., Чувашова И.С.* Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 2013. № 4. С. 21–35.

3. *Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В.* Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

4. *Чувашова И.С., Расказов С.В.* Байкальская и Хангай-Бельская подвижные зоны: динамика расплавных аномалий и источники вулканизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Мат-лы совещания. Вып. 13. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 256–258.

5. *Condie K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. 246 p.

6. *Logatchev N.A., Rasskazov S.V., Ivanov A.V.* Late Cenozoic tectonic and volcanic episodicity in the Baikal rift system: comparisons with southern and eastern margins of the Eurasian plate // 30th International Geological Congress Abstracts. Vol. 1. Beijing, China, 1996. P. 245.

7. *Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R.* Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. Vol. 10. P. 611–616.

8. *Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet. Inter. 2003. Vol. 138. P. 263–278.

Развитие структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим на оценку величин напряжений

Структурно-геоморфологический (СГ) метод [1, 2] позволяет находить ориентацию осей главных напряжений и выделять из общей массы линеаментов те из них, которые отвечают скрытым разломам фундамента. СГ метод предложен для использования на платформах, где имеет место преобладание сдвиговых перемещений по разломам фундамента платформ в новейший этап. Обоснованием преобладания сдвигов в осадочном чехле платформ являются следующие данные: 1. Подавляющее большинство разломов в осадочном чехле субвертикальны, что требует сдвигового поля напряжений с горизонтально ориентированными осями максимальных (девиаторное сжатие σ_3) и минимальных сжимающих (девиаторное растяжение σ_1) напряжений. Данные 3D сейсмоки для месторождений углеводородов Западной Сибири это подтверждают [3]; 2. Отсутствие вблизи дневной поверхности литостатических напряжений, что приводит к горизонтальному положению оси сжатия; 3. Данные математического [4, 5] и физического [6] моделирования горизонтального сдвига показали концентрацию касательных напряжений и локализацию деформаций вблизи и на дневной поверхности осадочного чехла непосредственно над сдвигом в фундаменте (рис. 1). 4. Объединение зон повышенной трещиноватости в модели и осадочном чехле сопровождается формированием магистральной плоскости разлома – это свидетельство длительности действия сдвиговых напряжений.

Алгоритм СГ метода опирается на результаты тектонофизического моделирования, которое показало, что формирование вблизи поверхности области локализации деформации над сдвиговым разломом фундамента сопровождается образованием в ней опережающей системы трещин: R и R' – сколы, T – отрывы и другие разрывные структуры второго порядка [7–11]. Ориентации основной триады опережающих разрывов/трещин между собой и по отношению к разлому фундамента (рис. 2) была обобщена М.В. Гзовским [12].

В природном объекте протяженная область локализации деформаций дешифрируется как линеамент даже на стадиях, когда в среднем слое отложений чехла еще не произошли деструктивные процессы. Такому протяженному линеаменту также должны отвечать распределен-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

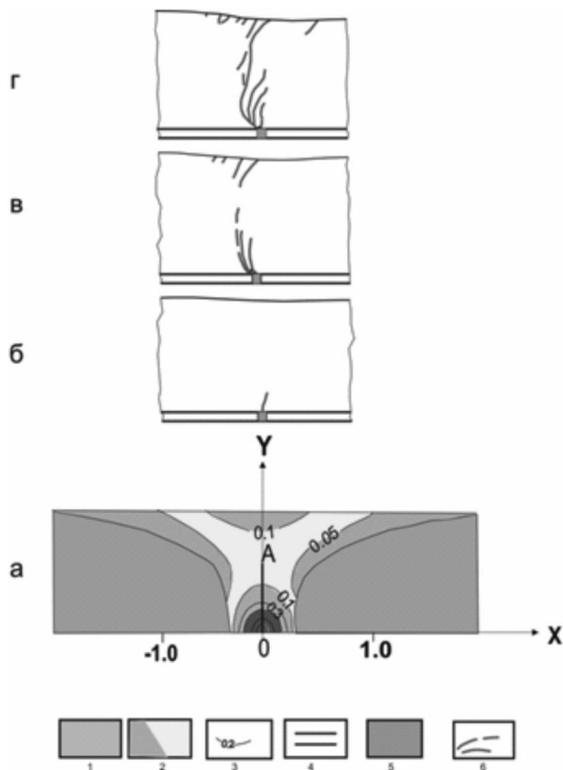


Рис. 1. Разрушение слоя над сдвигом в его основании: а – расчетные эквивалентные напряжения, ответственные за хрупкое разрушение [Ребецкий, 1987]. Последовательные стадии развития разрывов [Михайлова, 2006]: б – зарождение разрыва в слое над областью сдвига в основании; в – развитие разрывов двумя группами – снизу и сверху, г – объединение обеих групп разрывов. 1 – область двустороннего сжатия (область отсутствия разрывов); 2 – область «скалывания» (максимальные нормальные напряжения положительны, минимальные – отрицательны); 3 – изолинии эквивалентных напряжений; 4 – блоки фундамента в основании; 5 – зона дробления; 6 – разрывы (в разрезе)

ные вдоль его простирания существенно более мелкие линеаменты. В рамках СГ метода они называются мега-трещинами, ориентация которых должна соответствовать разным режимам напряженного состояния, создаваемым в моделях (дополнительное горизонтальное сжатие или растяжение рис. 2).

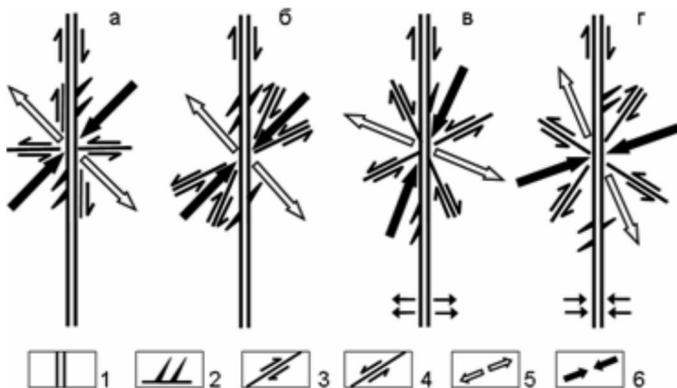


Рис. 2. Парагенезис оперяющих трещин в зоне сдвига [Гзовский, 1975]. «Палетка Гзовского». Варианты напряженного состояния при углах скальвания 45° (а), $<45^\circ$ (б), обстановки дополнительного растяжения (в) и сжатия (г). 1 – разлом; 2 – трещина отрыва; 3, 4 – сколы с правой (3) и левой (4) сдвиговой кинематикой; 5, 6 – ориентация осей растяжения (5) и сжатия (6) в горизонтальной плоскости

В настоящем докладе будет представлено развитие СГ метода, выполненное в ходе исследований, посвященных оценкам сейсмотектонической опасности района г. Северска.

Схема линеаментной тектоники – исходные данные для СГ метода – составлялась на основе дешифрирования линеаментов по космическому снимку на площади 60×60 км, ограниченной координатами $E 84^\circ 18' - 85^\circ 36'$, $N 56^\circ 25' - 56^\circ 51'$ (западная граница проходит по р. Обь около 30 км вверх по течению от устья р. Томь, восточная – вблизи пос. Семилужки, северная граница – в 5 км южнее устья р. Томь, а южная – в 5 км на юг от г. Томск). Использовалась распечатка космоснимка в масштабе 1: 122 000, но качество космоснимка существенно превышало данный масштаб и позволяло детализировать объекты с разрешением до 1 м. (пиксел порядка 30–50 см).

Дешифрирование аэро- и космических снимков производилось визуально путем выделения прямолинейных элементов рельефа, разломную природу которых необходимо было доказать. Для доказательства разломной природы выделенных линеаментов производится дешифрирование мелких прямолинейных элементов рельефа, названных мегатрещинами, вблизи выделенных линеаментов – возможных разломов. На рис. 3 показана рабочая карта-схема дешифрированных линеаментов вместе с сопутствующими им мегатрещинами.

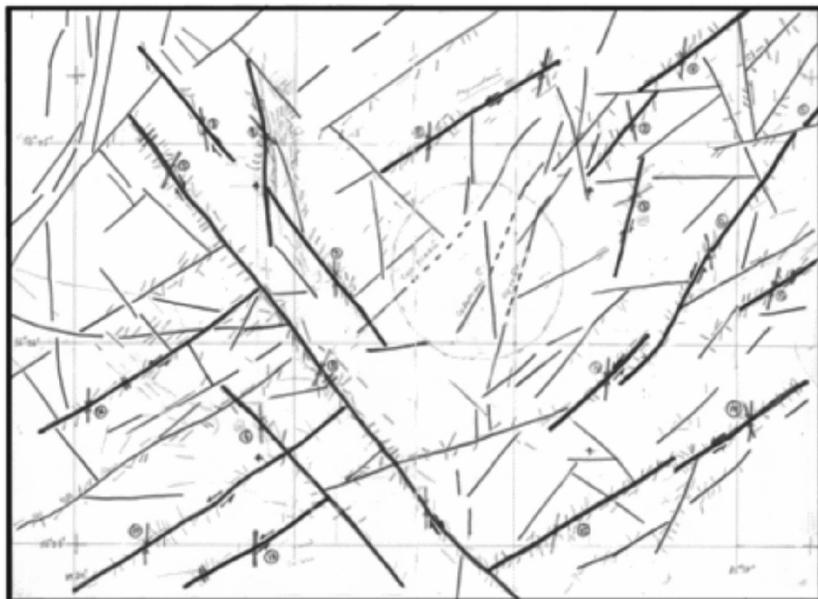


Рис. 3. Рабочая карта-схема результатов дешифрирования: 1. линеаменты – тонкие протяженные линии; 2. мегатрещины – мелкие линии вблизи линеаментов; 3. выделенные активные разломы фундамента – утолщенные линии

По результатам дешифрирования космоснимка выделялись прямолинейные формы рельефа, по которым была составлена предварительная схема линеаментов, содержащая 134 элемента протяженностью от 1 км до более 50 км (см. рис. 3). В результате анализа линеаментного поля в соответствии с алгоритмом СГ метода и реконструкции неотектонических напряжений в районе работ из этих 134 линеаментов было выделено 18 в качестве линеаментов, отвечающих скрытым активным разломам фундамента. Для этих линеаментов было определено 22 ориентировки осей сжатия. Подавляющее большинство осей максимального сжатия субмеридианальны, а минимального сжатия субширотны.

Полученные данные о простирании 18 линеаментов, отвечающих активным разломам фундамента (далее активные линеаменты – АЛ), и данные об усредненной для этих линеаментов ориентации осей главных напряжений.

В этом разделе будет дана тектонофизическая интерпретация полученных в предыдущих разделах данные о простирании линеаментов и об

ориентации главных осей напряжений (азимуты простирания оси максимального сжатия σ_3 8° и оси минимального сжатия σ_1 98° , третья ось промежуточного главного напряжения ориентирована субвертикальна $\sigma_2 = \sigma_{zz}$).

Поскольку топографические карты для участков, выделенных здесь АЛ, не имеет существенных изменений рельефа, то вполне допустимо предполагать, что отвечающие им разломы фундамента определяются как сдвиги по простиранию с субвертикальным погружением. Такой структуре и кинематике разрывов отвечает вид тензора напряжений близкий к чистому сдвигу при значении коэффициента Лоде-Надаи $\mu_\sigma = 0$.

Совокупность данных об ориентации осей главных напряжений и значение коэффициента μ_σ позволяет рассчитать редуцированные касательные и нормальные напряжения на плоскостях разломов фундамента (см. рис. 3), простирание и погружение которых известно [13]. Эти данные в свою очередь позволяют построить соответствующие этим разломам точки на редуцированной диаграмме Мора (рис. 4, а при проведении вертикальной оси для значений редуцированного касательного напряжения через точку τ_{\max}).

Согласно рис. 4, а точки (напряженные состояния АЛ) охватывают большую, но не всю верхнюю часть большого круга Мора, построенного на значениях главных напряжений σ_1 и σ_3 . Это хорошо соответствует представлениям о возможности выделения на диаграмме Мора полосы хрупкого разрушения для совокупности сколовых трещин, активирующихся или образующихся вновь в квазиоднородном поле напряжений. Подобная закономерность расположения на дуге большого круга Мора точек, отвечающих напряженным состояниям участков линеаментов, позволяет провести нижнюю прямолинейную огибающую облака точек, которая на диаграмме Мора является нижней границей области хрупкого разрушения (пунктирная прямая на рис. 4, а). Эта линия определяется как линия наименьшего сопротивления (наименьшей прочности) касательным напряжениям при активизации уже существующих разрывов. Между двумя линиями минимальной и максимальной сдвиговой прочности (на рис. 4, а верхняя прямая линия, пересекающая вертикальную ось при $\tau_n = \tau_f$) должны лежать точки напряженных состояний на трещинах, активизирующихся или возникающих вновь в условиях действия квазиоднородного напряженного состояния. Что и наблюдается в нашем случае для АЛ.

Посмотрим, как будет выглядеть диаграмм Мора в случае, если для имеющихся данных о напряженном состоянии, в расчете будут использованы не только данные об АЛ, но и другие линеаменты (линии серого цвета на рис. 3). Результат расчета представлен на рис. 4, б. Видно, что

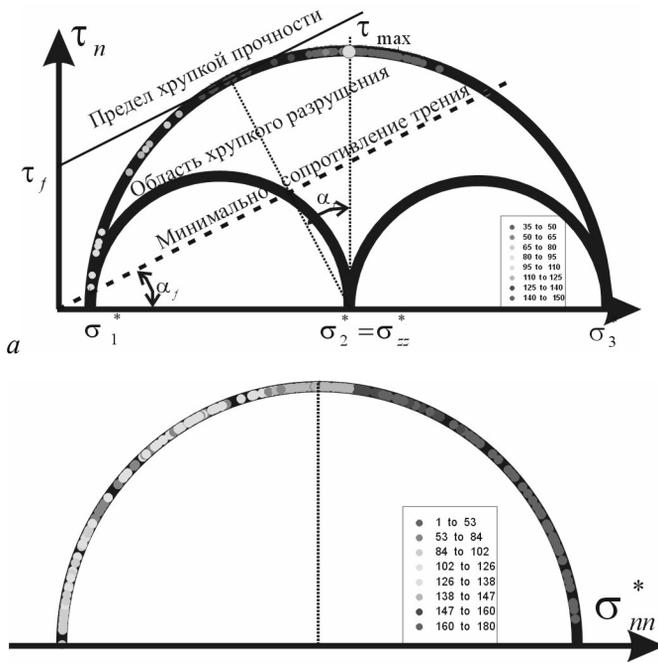


Рис. 4. Тектонофизический анализ линейментов и разломов на диаграмме Мора: *а)* линейменты, определенные как активные разломы структурно-морфологическим методом; *б)* линейменты, которые не были определены как активные разломы СГ методом; Диаграмма Мора (а) построена для эффективных нормальных напряжений, для которых учитывается влияние флюида (звездочка в верхнем индексе). На ней направо откладываются отрицательные значения эффективных нормальных напряжений σ_{nn}^* . Цвет точки напряжений разломов и линейментов вдоль дуги большого круга характеризует азимут простирания (см. цветовую легенду)

точки с данными о редуцированных нормальных и касательных напряжениях этих линейментов покрывают полностью всю дугу большого круга Мора. Это показывает, что добавленные линейменты «испортили» распределение на диаграмме Мора, полученное по выделенной группе АЛ. Это говорит о том, что дополнительные линейменты имеют случайное (не детерминированное) распределение. Эти линейменты в своей совокупности не отражают наличие активных разломов в фундаменте.

В докладе будет показано, как используя данные об углах простирания АЛ и дополнительные данные о глубине расположения активных

разломов фундамента можно определить величины напряжений [14]. Уровень напряжений оценивался для верхней части кристаллического фундамента на глубинах 1.5–2.0 км. Согласно выполненным расчетам эффективные главные напряжения имеют значения: $\sigma_1^* = 22$ бар (2.2 МПа), $\sigma_2^* = 202$ бар (20.2 МПа), $\sigma_3^* = 381$ бар (38.1 МПа), т.е. уровень максимальных касательных напряжений порядка 180 бар (18 МПа).

Литература

1. Сим Л.А. // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.
2. Сим Л.А. М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.
3. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–18.
4. Ребецкий Ю.Л. Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 41–57.
5. Ребецкий Ю.Л. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29–35.
6. Михайлова А.В. // Геофизика XXI столетия: 2006 г. Труды 8 геофиз. чтений им. В.В. Федынского, 2–4 марта 2006 г. Москва. М.: ИНТЕК-ГЕОН. С. 111–118.
7. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
8. Борняков С.А. // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск, 1981. С. 26–44.
9. Hancock P.L. // J. Struct. Geol. 1985. Vol. 7. N ¾. P. 437–457.
10. Sylvester G. // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. Vol. 100. N 31. P. 1666–1703.
11. Бокун А.Н. // Физика Земли. 2009. № 11. С. 69–78.
12. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
13. Ребецкий Ю.Л. // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 397–402.
14. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

Анализ механизмов формирования структур и напряжений в коре внутриплитных областей

Глобальная тектоника первоначально объясняла наличие субгоризонтальных напряжений максимального сжатия в коре внутриплитных областей дальнедействующим влиянием зон столкновения горизонтальнодвигающихся литосферных плит [1, 2]. Считалось, что такой тип напряженного состояния практически повсеместно отвечает активно развивающимся орогенам.

Однако данные о современных напряжениях, полученные для внутриконтинентальных орогенов на основе механизмов очагов землетрясений (сейсмологические индикаторы), показали, что напряженные состояния с субгоризонтальным расположением осей максимального сжатия наблюдаются только в коре тех внутриплитных областей, поверхность которых на современной стадии испытывает интенсивное вертикальное воздымание, сопровождающееся эрозией участков перехода от хребтов к впадинам [3, 4]. С другой стороны, из тектонофизических данных следует, что в коре крупных межгорных впадин и передовых прогибов, т.е. там, где имеет место интенсивное осадконакопление с высокой скоростью прогибания кровли кристаллической коры, субгоризонтальная ориентация наблюдается уже для осей минимального сжатия (максимальное девиаторное растяжение).

Наличие областей с разным типом напряженных состояний в коре внутриплитных орогенов закономерно связано с направленностью вертикальных движений *кровли кристаллической коры* и требует наличия активной пары в виде поднятия и впадины. Это прямо отвечает известному принципу А.П. Карпинского [5]. Для орогенов, с одинаковым простиранием хребтов (Тянь-Шань) имеет место достаточно простой закон смены типов напряженных состояний, а для орогенов, в которых хребты меняют свое простирание (Алтай и Саяны), наблюдается мозаичный режим напряженного состояния в виде чередующихся областей горизонтального сжатия, сдвига и растяжения.

Тектонофизические исследования также показали субгоризонтальное расположение осей минимального сжатия для высокогорных плато, где на больших площадях идет медленная денудация поверхности [6]. Следует отметить, что в указанной работе речь шла о коре Памира и Тибета, которая относится к зоне конвергенции литосферных плит. Оп-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва

ределенное сходство структур допускает возможность предположить, что и для крупных платообразных поднятий внутриплитных областей также реализуется данный вид напряженного состояния. Неотектонические напряжения, полученные тектонофизическими методами по геологическим индикаторам (зеркала скольжения), показывают, что большие площади современных платформ в коре имеют геодинамические режимы горизонтально сдвига с субгоризонтальным положением осей максимального и минимального сжатия [7].

Дополнительно следует отметить, что данные, по которым определены современные напряжения, связаны с зонами сейсмической активности, расположенными, как правило, в верхней части в кристаллической коре, глубины 5–20 км. Таким образом, мощность сейсмоактивного слоя орогенов составляет менее половины общей мощности его коры (50–60 км). Точно так же неотектонические напряжения, полученные по геологическим индикаторам, относятся только к верхней части коры. В силу вышесказанного вопрос о характере напряженного состояния средней и нижней части коры остается открытым.

Для того чтобы объяснить выявленные различия в напряженных состояниях в коре внутриплитных областей, глобальная тектоника стала привлекать не только горизонтальные, но и вертикальные движения литосферных плит, погружающихся в мантию как в современных, так и в палеосубдукционных зонах [8].

В настоящей работе предлагается рассматривать альтернативные механизмы одновременного формирования различных типов напряженного состояния в коре внутриплитных областей. Один из таких механизмов представлен в работах [9–11]. Показано, что в условиях действия чисто гравитационного напряженного состояния в коре активно развивающихся поднятий, сопровождающихся высокой скоростью эрозии, должны возникать дополнительные горизонтально ориентированные сжимающие напряжения. Формирование этих дополнительных напряжений связано с закритическим деформированием пород на больших глубинах, что приводит к появлению большего уровня горизонтальных напряжений в сравнении с чисто упругим поведением горных пород по А.П. Диннику [12]. Последующий вывод пород ближе к кровле коры приводит к упругой разгрузке, но дополнительные напряжения, возникшие в породе на закритической стадии деформирования, остаются. Эти напряжения являются остаточными. В крупных межгорных впадинах, расположенных рядом с поднятием, идет процесс осадконакопления. Здесь кровля кристаллической коры испытывает опускание, и поэтому в ней формируется стандартное гравитационное напряженное состояние с субвертикальной ориентацией осей максимального сжатия.

Как показано в работе [13], влияние остаточных напряжений можно учесть, если в математическую модель, базирующуюся на вязкой реологии горных пород, внести дополнительный член, определяющий изменение упругой сжимаемости горных пород от их собственного веса.

Другой механизм формирования разных типов напряженных состояний в коре орогенов может быть связан с мелкомасштабной конвекцией, возникающей в астеносфере [14]. Наши исследования, выполненные аналитическими методами для модели идеально вязкой коры и подкоровой части литосферы [15], показывают, что над восходящей и нисходящей ветвями астеносферной конвекции формируются разные типы напряженных состояний. Разные способы задания воздействия на подошву коры со стороны астеносферы создают области горизонтального сжатия в коре поднятия и горизонтального растяжения в коре впадины на глубинах 10–20 км и более. Эти решения опираются на реологическую модель коры в виде идеальной ньютоновской жидкости. Еще более похожую на наблюдаемую в природном объекте закономерность связи распределения геодинамического типа напряженного состояния с направленностью вертикального движения кровли кристаллической коры можно получить в математической модели, учитывающей упругую сжимаемость пород [13].

Третий возможный механизм формирования напряжений в коре внутриплитных орогенов мы связываем с влиянием суточного вращения планеты. Ранее он рассматривался в работах Л.С. Лейбензона [16], А. Лява [17] и М.В. Стоваса [18], которые в свою очередь развивали идеи, высказанные ранее в исследованиях У. Томпсона [19] и Г. Дравина [20]. В этих работах было показано, что вызванные вращением земли центробежные силы формируют в литосфере дополнительные радиальные тангенциальные массовые силы, направленные от полюсов к экватору. Если радиальные массовые силы несколько уменьшают силу тяжести, то тангенциальные способны в корне изменить режим напряженного состояния тектоносферы. Тангенциальные массовые силы равны нулю на полюсах и экваторе, а максимальны на 45 параллели. В зоне максимальных своих значений их уровень вблизи кровли коры составляет около 0.091 Г/см^3 , что почти в 300 раз меньше, чем вертикальные массовые, вызываемые гравитационными силами. Однако, как показали расчеты У. Томпсона и Л.С. Лейбензона, для упругой модели земли уровень дополнительных напряжений, возникающих от действия центробежных сил, близок к модулю упругости стали. В дальнейшем стали считать, что эллипсоидальность формы планеты компенсирует влияние центробежных сил и поэтому в реальности таких больших напряжений не возникает [21, 22]. Стали говорить о влиянии на

напряженное состояние только изменения скорости суточного вращения земли.

Однако приспособление формы земли к современной ее скорости вращения не отменяет существования тангенциальных массовых сил (далее ТМС), вызванных этим вращением. Для оценки возникающих в коре дополнительных напряжений от действия ТМС были осуществлены аналитические математические расчеты в рамках упруго-пластической модели механических свойств горных пород. Как оказалось, в этом случае расчеты выполнить легче, чем для модели упругой земли. В расчетах предполагалось, что большая часть мощности коры на начальном этапе находится в закритическом состоянии (упруго-пластическое деформирование) даже для чистого гравитационного напряженного состояния. ТМС, вызванные центробежным вращением, создают дополнительные напряжения, изменяющие характер напряженного состояния коры.

Выполненные расчеты показали, что в коре должны появляться три глубинных слоя с максимальной мощностью вблизи широты 45° и минимальной (нулевой) на экваторе и полюсах, в которых имеют место разные геодинамические типы напряженного состояния. В самом нижнем слое коры, максимальная глубина кровли которого составляет 18.3 км (на широте 45°), возникает режим напряженного состояния горизонтального растяжения. Здесь максимальное сжатие вертикально, и ось минимального сжатия (девиаторное растяжение) направлена вдоль широты. Максимальные значения дополнительных напряжений (на широте 45°), вызванных действием ТМС, квазипостоянны по глубине этого слоя и составляют соответственно: $\sigma_{\theta\theta}^{\omega} \approx -1780 \text{ бар}$ (сжатие), $\sigma_{\varphi\varphi}^{\omega} = 445 \text{ бар}$ (растяжение). Эти напряжения являются дополнительными к гравитационному напряженному состоянию, которое на глубине порядка 20 км создает уровень латерального сжатия порядка $4 \square 5$ кбар (эти напряжения существенно выше дополнительных). Согласно полученным оценкам напряженного состояния в нижней коре должны формироваться хрупкие разрывы типа сбросов с преимущественной меридиональной ориентацией плоскости простираения.

Над этим слоем располагается слой, в котором формируется режим горизонтального сдвига. Максимальная глубина кровли этого слоя около 6.3 км (на широте 45°). Здесь максимальное сжатие действует вдоль меридиана, а минимальное сжатие вдоль широты. Дополнительные напряжения во втором слое меняются по глубине по линейному закону. На подошве второго слоя они равны напряжениям на кровле первого слоя. На кровле второго слоя $\sigma_{\theta\theta}^{\omega} = -2284 \text{ бар}$, $\sigma_{\varphi\varphi}^{\omega} = -609 \text{ бар}$.

В средней коре должны формироваться хрупкие разрывы типа сдвигов (геол.) с преимущественно северо-западным и северо-восточным простиранием плоскостей.

Над вторым слоем, занимающим глубинный уровень средней коры, располагается третий, самый малый по мощности слой, кровля которого имеет максимальную глубину около 5 км (на широте 45°). В этом слое должен существовать геодинамический тип напряженного состояния горизонтального сжатия с ориентацией максимального сжатия вдоль меридиана и минимального сжатия в вертикальном направлении. На подошве этого слоя латеральные напряжения равны напряжениям в кровле второго слоя, а на кровле третьего слоя дополнительные напряжения в латеральном направлении становятся одинаковыми и не зависят от азимута простирания: $\sigma_{\theta\theta}^{\omega} = \sigma_{\phi\phi}^{\omega} = -2892 \text{ бар}$. В третьем приповерхностном слое коры должны возникать хрупкие разрывы типа взбросов с преимущественно широтной ориентацией. На глубинах менее 5 км (на широте 45°), вероятно, также должен существовать режим напряженного состояния в виде горизонтального сжатия с одинаковым уровнем латеральных напряжений. Здесь не удастся осуществить оценку напряжений в рамках аналитического метода.

Полученная глубинная зональность распределения типа напряженного состояния показывает, что роль напряжений, вызванных вращением планеты, может быть определяющей в геодинамике. Полученные результаты позволяют по-новому взглянуть на известную проблему планетарной трещиноватости [23]. Морфологические особенности планетарной трещиноватости позволяют связывать ее генезис с внутренним, эндогенным фактором, определяющим первичность ее развития по отношению к тектонической трещиноватости. На платформах существует несколько азимутов с максимумами трещиноватости (0° , 45° , 90° , 135°), выделяемыми геологами в обнажениях, которые хорошо соответствуют сетке линейных элементов, дешифрируемых по аэро- и космоснимкам, и данным о тектонических разломах. Известно, что часть разломов, отвечающих этим направлениям, являются сдвигами, а часть сбросами и взбросами. Результаты выполненных расчетов планетарных напряжений позволяют предположить, что такое наложение систем трещин, отвечающих разным геодинамическим типам напряженного состояния, связано с постепенным выведением на поверхность пород с больших глубин. В этом случае в породах запечатываются результаты разрушения, возникающие в разных геодинамических условиях для трех глубинных зон коры.

Выполненный анализ трех возможных механизмов деформирования коры показал, что на их основе можно объяснить не только латераль-

ную, но и глубинную зональность типов напряженных состояния коры внутриплитных орогенов, а также часто наблюдаемое на платформах наложение несовместимых типов разрывов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-05-01008.

Литература

1. Molnar P., Tapponnier P. // Science. 1975. Vol. 189. P. 419-426.
2. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdрахmatov K.E. // Tectonophysics. 2013. Vol. 602. P. 194–222.
3. Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. // Tectonophysics. 2012. Vol. 581. P. 114-131.
4. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. // Геол. и геофиз. 2013. Т. 54, № 2. С. 271-291.
5. Карпинский А.П. К тектонике Европейской России // Изв. АН. 1919.
6. Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. // Геод. и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 1. С. 257–290.
7. Сим Л.А. М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326-350.
8. Tapponnier P., Zhiqin Xu, Roger F., Meyer B., Arnaud N., Wittlinger G., Yang Jingsui. // Science. 2001. Vol. 294. P. 1671-1677.
9. Voight B., St Pierre B.H.P. // Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc., 1974. Vol. 2. P. 580-582.
10. Ребецкий Ю.Л. // Физическая мезомеханика. 2008а. Т. 11. № 1. С. 66-73.
11. Ребецкий Ю.Л. // Докл. РАН. 2008б. Т. 423. № 4. С. 538-542.
12. Динник А.Н. // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1-12.
13. Ребецкий Ю.Л. // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 250-255.
14. Михайлов В.О. // Физика Земли. 1999. №3. С. 71-81.
15. Мяжков Д.С., Ребецкий Ю.Л. // КРАУНЦ. 2015, в печати.
16. Лейбензон Л.С. Деформации упругой сферы в связи с вопросом о строении земли. М.: Импер. Моск. Унив., 1910. 123 с.
17. Ляв А. Математическая теория упругости. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1933. 670 с.
18. Стоуас М.В. Избранные труды. М.: Недра, 1975. 155 с.
19. Thomson W. // Phil. Trans. of the Royal Society, London, 1863. Vol. 153. P. 573-582.
20. Darwin G.H. // Trans. Roy. Phill. Soc. London. 1882. Vol. 173.
21. Love A.E.H. // Proc. Roy.Soc. London. 1909. ser. A. Vol. 82. P. 73.
22. Jeans J.H. // Proc. Roy. Soc. London. 1917. ser. A. Vol. 93. P. 293.
23. Вопросы изучения планетарной трещиноватости. Л.: РТП ГО СССР, 1976. 103 с.

Новые данные о глубинном строении горы Эльбрус и участка Баксанского ущелья Эльбрус-Тырныауз по комплексу геолого-геофизических данных

Выполненный в районе вулканического центра Эльбрус цикл геолого-геофизических и геохимических работ [1–5] показывает, что Эльбрус нельзя считать полностью потухшим вулканом, и имеются весомые основания ожидать в будущем его активности. В ходе исследований древних проявлений вулканизма центрального сектора Большого Кавказа [6] были получены сведения о голоценовых землетрясениях на Центральном Кавказе в окрестностях вулканов Эльбрус и Казбек. Датировки палеосейсмодислокаций и возрастов продуктов извержений показывают, что в последние 7 тысяч лет произошло не менее 4 сильных извержений вулкана Эльбрус и не менее 5 землетрясений с магнитудой $M=6.5-7.0$. Зафиксировано отсутствие синфазности процессов вулканизма и сейсмичности, что объясняется периодической сменой обстановки сжатия–растяжения в литосфере вулканической области. Сжатие сопровождается охлаждением коры и верхней мантии, что приводит к возможности накопления упругой энергии. Растяжение открывает каналы для поступления мантийного вещества, снижает сейсмическую активность и повышает вулканическую. В настоящее время Эльбрус находится в фазе глубокого сейсмического затишья, и можно предположить здесь наличие процесса подготовки вулканического извержения.

Выполненные ранее два профиля методом микросейсмического зондирования (ММЗ) [7, 8] – Осетинский (в центральной части Большого Кавказа) и Туапсинский (в западной его части) выявили наличие крупного низкоскоростного тела под наиболее высокими центральными частями Большого Кавказа, где расположены центры молодого вулканизма Кельского плато. На Западном Кавказе, где молодые вулканы отсутствуют, аналогичного тела не наблюдается. С целью возможного обнаружения глубинного низкоскоростного тела и определения его границ в плане, а также выяснения глубинного строения вулкана Эльбрус в 2014 г. был заложен еще один профиль ММЗ от г. Эльбрус вдоль Баксанского ущелья.

В течение цикла полевых работ 2015 г. начатый в 2014 г. профиль был продолжен. К текущему моменту общий профиль содержит 95 то-

¹ ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН

² Государственный астрономический институт им. П.К.Штенберга (ГАИШ) МГУ

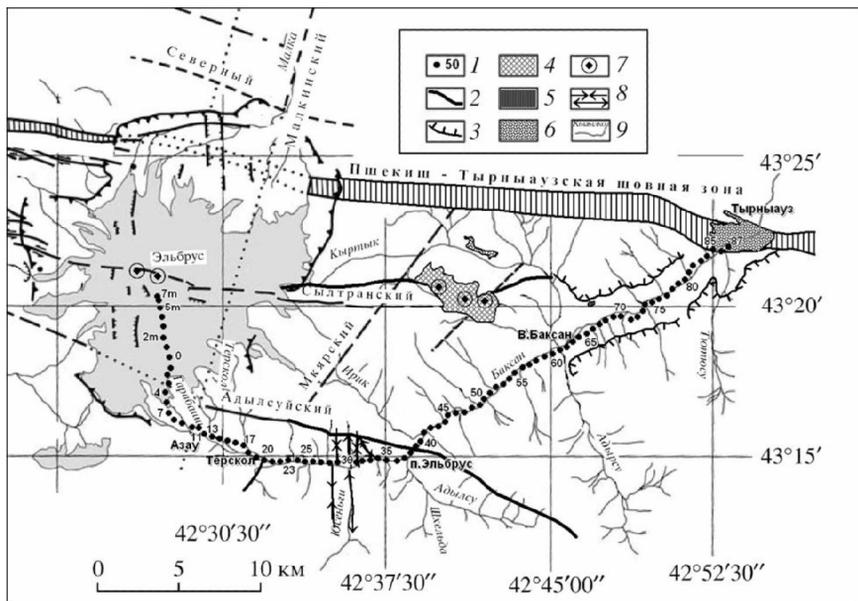


Рис. 1. Карта-схема региона исследований с положением профиля относительно основных морфо-структурных элементов.
 1 – пикеты профиля ММЗ и их номера; 2 – разломы; 3 – надвиги; 4 – дацитовые лавы неоплейстоценового возраста; 5 – неоплейстоценовая дацитовая субинтрузия; 6 – интрузии неогенового возраста (некоторые); 7 – вулканические кратеры; 8 – оси синклиналичных и антиклиналичных складок; 9 – реки и их названия

чек. Расстояние между точками измерений в среднем выдержано равномерно и составляет 500 метров. Отклонение от равномерности обуславливается неблагоприятными локальными грунтовыми и рельефными условиями. Профиль (см. рис. 1) протягивается от восточной вершины горы Эльбрус вдоль Баксанского ущелья до южной границы г. Тырнауз. Абсолютная отметка самой высокой точки профиля составляет 5100 метров над уровнем моря. Точки профиля на его восточном конце расположены на высотах примерно 1700 м. На своем протяжении в связи с конфигурацией Баксанского ущелья профиль разбивается естественным образом на три отрезка, следующих непрерывно друг за другом. Первый отрезок (между пикетами 7 м и 7) имеет длину примерно 6.5 км и расположен субмеридианально, вдоль вектора с азимутом 85–87 градусов. Второй отрезок (длиной около 15 км) располагается вдоль субширотной линии с азимутом 95–100 градусов между пикетами 7 и 37.

Третий отрезок (длиной 25 км) лежит вдоль линии с азимутом 40–45 градусов СВ между пикетами 37 и 87. Вдоль профиля получен разрез (см. рис. 2) в параметрах отклонений скоростей сейсмических волн от усредненной региональной скоростной модели до глубины 50 км.

На разрезе под пригребневой частью Эльбруса выделяются три области пониженных скоростей, расположенные друг под другом и уходящих вглубь коры. В теле горы Эльбрус (практически вплоть до восточной вершины) в диапазоне абсолютных высот 2.5–3.8 км над уровнем моря выделяется низкоскоростной слой, формируемый системой связанных между собой объемов. Второй сравнительно отчетливый ярус низкоскоростных объемов (область 1, рис. 2а) выделяется в диапазоне глубин 6–11 км. Наконец, самый глубокий и крупный ярус виден в средних горизонтах коры в диапазоне глубин 15–30 км (область 2, рис. 2а). Низкоскоростной объем нижнего яруса не имеет отчетливой нижней границы и непрерывно протягивается вглубь до глубин 50 км и более. Такой отчетливой вытянутости вглубь коры не демонстрирует больше ни один участок полученного разреза.

В разрезе субаэральной постройки вулкана Эльбрус можно увидеть два отчетливых слоя с повышенными и пониженными скоростями сейсмических волн. Верхний высокоскоростной слой имеет мощность около 1 км вблизи восточной вершины и выклинивается до нуля в районе пикета 3 (станция «Мир»). Нижний низкоскоростной слой расположен в диапазоне абсолютных высот 2800–3800 м вблизи вершины и выходит на дневную поверхность в районе пикетов 5–7 профиля. Высокоскоростной слой ассоциируется с молодыми стекловатыми вязкими дацитовыми лавами умеренно-кислого состава последней фазы извержений (с возрастом менее 35 тыс. лет), которые бронируют выступы и наиболее пологие участки склона в пределах профиля. А низкоскоростной слой сформирован лавами первой – средне-неоплейстоценовой, фазы развития вулкана, залегающими на породах герцинского фундамента (рис. 2б).

Горизонты этих лав более ранних фаз вулканической активности Эльбруса вскрыты в большом эрозионном окне, промытом ручьем Малый Азау (протяженностью 1.5 км), берущим начало у ледника. Это эрозионное окно начинается несколько ниже пикета 3 и заканчивается ниже пикета 7. От подножия Эльбруса (пикеты 8–9) до впадения рек Терскол и Донгуз-Орун Баксан в Баксан (пикет 20) на глубине 3–4 км от поверхности прослеживается моноклиальное падение пород фундамента на ЮЮВ под углом 30–40° (на поверхности это породы макерской серии).

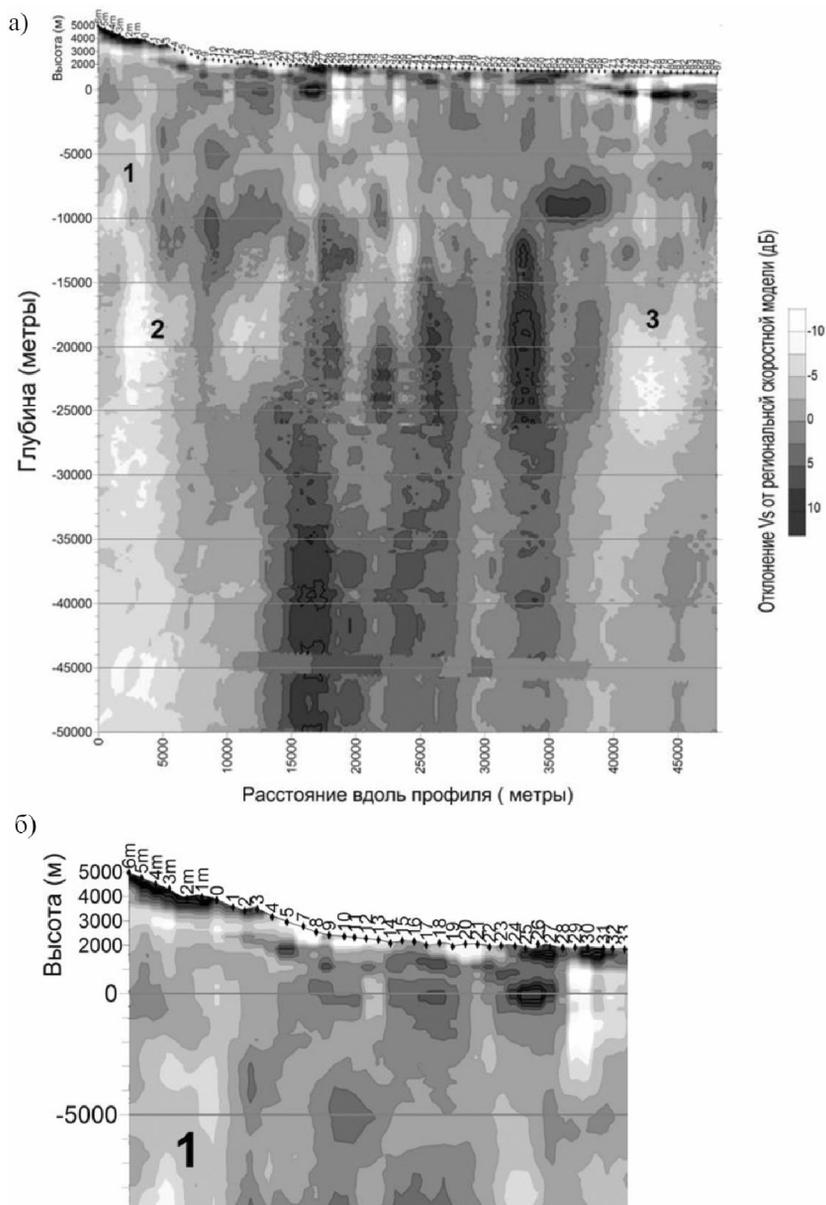


Рис. 2. Разрез по профилю Эльбрус–Тырныауз по методу микросейсмического зондирования (а) фрагмент разреза (б)

Наблюдается хорошее совпадение пересечения профиля с Малкинским разломом в районе пикетов 12–13 и субвертикального участка низких скоростей в разрезе до глубины 5–6 км от поверхности. В районе пикета 20 на местности трассируется разлом ЮЮЗ простирания в устьевой части р. Донгуз-Орун Баксан, выявленный на поверхности по переориентации сланцеватости пород и интенсивном осложнении их пloyчатостью. Это также находит свое отражение в разрезе в виде наклонной полосы с низкими скоростями сейсмических волн, проникающей до глубин порядка 10 км от поверхности.

На участке 20–39 пикетов профиль пересекает грабен-синклинальный прогиб, выделенный ранее при геологическом картировании масштаба 1: 50000. Его особенностью является интенсивная складчатость разных порядков, осложненная пloyчатостью, слагающих метаморфических толщ. Первичная складчатость пород ориентирована в меридиональном направлении, в процессе тектоно-магматической эволюции региона была осложнена структурами более высоких порядков, частично уничтожена и переориентирована.

В районе пикетов 28–29 и 31 профиль пересекает оси меридионально ориентированных синклинальных складок, на пикете 30 – ось антиклинальной складки (проходящей по руслу р. Юсеньги). На пикете 34 пересекается замок складки СЗ направления на левом склоне Баксанского ущелья. Ярко выраженные на разрезе низкоскоростные карманы, проникающие на глубину до 4–5 км, ассоциируются с указанными складками.

Далее до пикета 39 происходит разворот Баксанского ущелья с субширотного на северо-восточное направление через систему мелких блоков, и на пикетах 37–39 профиль пересекает зону Адьлсуйского разлома.

Яркая низкоскоростная вертикальная структура (на разрезе – пикеты 75–77) соответствует восточному продолжению Сылтранского магмоконтролирующего разлома, при этом в 10–12 км западнее пикетов 75–77 вдоль линии этого разлома расположены одноименный неоплейстоценовый вулканический центр и, далее на запад, вершинные кратеры Эльбруса (рис. 1). Что позволяет высказать гипотезу присутствия в районе г. Тырнауз скрытого крупного вулканического аппарата, сравнимого по величине с аппаратом Эльбруса, но существенно более холодного в настоящее время. Кстати, обращает на себя внимание, что вертикальная структура на пикетах 75–77 является кажущимся центром плавного прогибания субгоризонтальных границ на глубину 1–2 км от поверхности. Можно предположить здесь наличие структуры тектонического проседания над истощенным магматическим очагом с центром

прогибания в районе пикета 76. Обращает на себя в этой связи соответствие глубин вулканических камер (области 2 и 3, рис. 2а) под этими аппаратами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-10083-К).

Литература

1. *Короновский Н.В.* Эльбрус – действующий вулкан // *Природа*. 1985. №8. С. 42–52.

2. *Короновский Н.В., Рудаков Л.М.* О возрасте последних извержений Эльбруса // *Изв. Вузов. Геология и разведка*. 1962. №8. С. 133-135.

3. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Новые данные о древнейших этапах развития вулкана Эльбрус // *ДАН СССР*. Т. 141. № 2. 1961. С. 433-436.

4. *Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Мелекесцев И.В. и др.* Проблема активизации вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) и возможные ее последствия // *Глобальные изменения природной среды. Мин. Науки и технологий РФ. РАН. Новосибирск*, 1998. С. 153-164.

5. *Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. и др.* Новейший и современный вулканизм на территории России / *Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука*, 2005. 604 с.

6. *Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Спиридонов А.В., Бурканов Е.Е.* О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на северном Кавказе в голоцене // *Физика Земли*. 2005. № 3. С. 33-46.

7. *Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В.* Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // *Геотектоника*. 2015. № 2. С. 36-49.

8. *Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Андреева Н.В. и др.* Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в Осетинском секторе по комплексу геофизических данных // *Физика Земли*. 2015. №1. С. 28-39.

От статистики крупнейших рудных месторождений к закономерностям процесса рудогенеза

Крупные и суперкрупные месторождения занимают особое место в рудной геологии. В таких месторождениях сконцентрирована большая доля рудных запасов мира (что обуславливает их особую экономическую значимость); такие месторождения, обычно, и наиболее полно исследованы. Единого определения крупных и суперкрупных месторождений, однако, не существует; в разных странах, по экономическим и иным соображениям, приняты разные градации. Важно отметить также, что определение крупных, гигантских и супергигантских месторождений, кроме параметра величины запасов, иногда базируется на величине концентрации руд в месторождениях. Широко известна детально разработанная [6, 8] классификация, в которой крупными называются месторождения с концентрациями элемента 10^{10} кларка его содержания в земной коре, гигантскими – с концентрацией 10^{11} кларка, и супергигантскими – 10^{12} кларка. Очевидно, что такие ураганные концентрации могут достигаться только в результате мощных антиэнтропийных процессов, которые возможны исключительно в рамках функционирования мощных динамических неравновесных систем. Заметим также, что возможность непротиворечивой классификации месторождений на основе величин запасов и на основе значений концентрации указывает на определенную связь этих параметров. При этом наличие такой связи также указывает на неравновесный динамический характер процессов формирования месторождений. В некотором роде они должны быть похожи на конвейерные ленты с серией последовательных стадий обогащения рудного вещества. Ниже мы коснемся модели возможной реализации этой умоглядной схемы.

Сделаем еще одно предварительное замечание. Общеизвестна огромная роль закона повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера (Г-Р) в сейсмологии, этот закон часто полагается основным законом сейсмологии. Закон Г-Р, как известно, отвечает степенному распределению числа землетрясений от их энергии (или от величины сейсмического момента). Степенной закон распределения с показателем b числа событий (объектов) $N(x)$ величиной не менее x отвечает соотношению $N \sim x^{-b}$, где значения N , x и b полагаются положительными. Степенное со-

¹ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики (ИТПЗ РАН) Москва, Россия

отношение описывается прямой линией в координатах $\lg(N)$ и $\lg(x)$. В [11] было предварительно (на малом фактическом материале) показано, что такое распределение выполняется и для распределения числа месторождений от объема запасов. Естественно предположить, что такое соотношение, по аналогии с сейсмологией, может оказаться весьма важным и в рудной геологии.

Статистическое исследование совокупности данных по крупным и суперкрупным рудным месторождениям мира стало возможным относительно недавно, после создания достаточно крупных и полных баз данных, например, таких, как ГИС КСКМ [7]. Именно эта база данных (БД) с некоторыми уточнениями и добавками [2, 9] и была использована ниже.

На основании сформированной описанным образом базы данных было подтверждено [2, 3, 9], что эмпирические распределения числа месторождений от объема запасов, как правило, могут быть описаны степенным законом. При этом в ряде случаев фиксируются также и отклонения от этого закона, аналогичные известному эффекту «загиба вниз» графика повторяемости землетрясений. И для землетрясений, и для месторождений этот эффект естественно объяснить конечностью соответствующих источников энергии и вещества.

Распределение величин концентрации месторождений различных видов, как правило, может быть описано логнормальным законом [2, 3, 9, 11]. Такой закон реализуется, если имеет место несколько последовательных стадий обогащения рудного вещества со случайными значениями коэффициента обогащения.

Числовые параметры выявленных эмпирических законов распределения коррелируют с геохимическими характеристиками соответствующих элементов. Так, например, наблюдается положительная корреляция значений показателя степенного закона распределения b и характерных значений относительной концентрации разных элементов в месторождениях. Недостаток места не позволяет описать здесь эту (и некоторые другие выявленные закономерности) более подробно.

Весьма существенным представляется также то, что для подавляющего большинства видов месторождений выявляется положительная корреляция между объемами запасов и значениями концентрации. Выше такая связь предполагалась. На основании анализа сформированной базы данных она была статистически подтверждена.

Возникает естественный вопрос, какими должны быть процессы рудообразования и рудоконцентрирования, чтобы наблюдались статистически выявленные закономерности? На этот вопрос окончательного ответа, естественно, нет, но некоторые рабочие гипотезы могут быть

предложены. Прежде всего, обратимся к степенному распределению величин запасов месторождений. Представляется естественным сопоставить эту закономерность с выявленным степенным характером распределения размеров тектонических плит и блоков земной коры [10 и др.]. Можно предположить, что степенной закон распределения запасов месторождений является следствием их возникновения в результате относительно единообразных процессов «переработки» материала различных по объему блоков земной коры. Такую «переработку» грубо можно представить в виде конвейерной ленты, по которой поступает материал для переработки; при этом продукт переработки частично смешивается с исходным веществом и происходит повторное обогащение продуктов переработки. Такой процесс обеспечивал бы неоднократное обогащение продуктов переработки, и, тем самым, создавал бы условия для реализации логнормального распределения величин концентрации. Такой механизм обеспечивал бы и существование наблюдаемой положительной корреляционной связи между величинами запасов месторождений и концентрациями рудного вещества.

В пользу формирования рудных месторождений в результате переработки отдельных блоков земной коры свидетельствует и тесная корреляция значений разницы средней концентрации различных рудных компонент в среднем составе верхней и нижней континентальной коры [5] с характерными значениями запасов месторождений соответствующего вида минерального сырья ([4], Т. 1, Табл. 1.2). Коэффициент корреляции разности концентраций и характерных величин запасов крупных месторождений $r = 0.98$. Так как величины корреляций со значениями концентрации соответствующих компонент в верхней и нижней коре по отдельности несколько ниже, то такая корреляция является указанием, что решающую роль играет именно разность концентраций данного элемента в верхней и нижней коре, а не его средняя концентрация в земной коре.

Во многом аналогичные закономерности выполняются и для углеводородных месторождений. В [1, 9] показано выполнение (обрезанного) степенного закона распределения для УВ месторождений. При этом с УВ месторождениями тесно ассоциируются повышенные концентрации и месторождения Zn, Ni, Cu, Fe, Co, V – элементов в большей концентрации встречающихся в нижней континентальной коре.

Фрактальный анализ данных позволил подтвердить вывод о преимущественной приуроченности месторождений (в масштабе от 100 до 1–2 тысяч км) к линейным структурам, а именно к границам блоков (террейнов) земной коры и к границам плит. Этот ожидаемый результат подкрепляет предположение о связи процессов формирования руд-

ных месторождений с тектоническими процессами, а точнее с преобразованиями среднего состава пород на границе разных по составу георезервуаров литосферы.

Проведенный кластерный анализ [2, 3] показал согласованные результаты кластеризации при анализе взаимного расположения месторождений и по составу рудного вещества. Кластеризация, в частности, показала преимущественную группируемость месторождений по принципу относительной большей концентрации данного элемента в среднем составе верхней или нижней коры. Все формально-математически полученные результаты подкрепляют представления о формировании крупных и суперкрупных месторождений как попутного продукта превращения вещества литосферы между разными георезервуарами (геосферами).

Литература

1. *Конторович А.Э., Демин В.И., Страхов И.А.* Закономерности выявления различных по запасам месторождений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах // Геология и геофизика. 1985. №11. С. 3–16.
2. *Родкин М.В., Шатахян А.Р.* Исследование рудных месторождений методами анализа динамических систем. I. Расчет корреляционной размерности // Физика Земли. 2015. № 3. С. 102–111.
3. *Родкин М.В., Шатахян А.Р.* Исследование рудных месторождений методами анализа динамических систем. II. Кластеризация рудных месторождений и ее интерпретация // Физика Земли. 2015. № 3. С. 112–121.
4. *Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др.* Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3 т. ИГЕМ РАН, 2006.
5. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.
6. *Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Черкасов С.В., Вишневская Н.В. и др.* База данных крупных и суперкрупных месторождений мира // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 1. ИГЕМ РАН, 2006. С. 21–49.
7. *Largest Mineral Deposits of the World, CD-ROM, Commission on Geological Map of the World, 2006.*
8. *Laznichka P.* Quantitative relationships among giant deposits of metals // Economic geology. 1999. Vol. 94. N 4. P. 455-473.
9. *Rodkin M.V., Gvishiani A.D., Labuntsova L.M.* Models of generation of power-law laws of distribution in the processes of seismicity and in formation of oil fields and ore deposits // Russian Journal of Earth Sciences. 2008. Vol. 10. N 5.

10. *Sornette D., Pisarenko V.F.* Fractal Plate Tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30(3). N 1105. doi:10.1029/2002GL015043.

11. *Tutcliffe D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. (2nd ed.) Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

А.В. Рязанцев¹

Ордовикские гранито-гнейсы на востоке Южного Урала: новые данные о возрасте, составе, обстановках формирования

В Восточно-Уральской мегазоне сконцентрированы плутоны, основной объем которых занимают гранитоиды (Гранитная ось Урала). Наибольшая роль принадлежит комплексам с возрастом в диапазоне от позднего девона по раннюю пермь включительно [7, 8]. Формирование позднедевонско-раннекаменноугольных комплексов связывается с развитием активной континентальной окраины, а позднепалеозойских – с раннепермской коллизией [8]. Среднепалеозойские гранитоиды часто превращены в гнейсы, в т.ч. гранатовые. В структуре обрамления плутонов распространены парагнейсы. Плутоны и гнейсы обрамления рассматриваются как синколлизийные гранито-гнейсовые купола [9].

Вместе с тем, для гнейсов и кристаллических сланцев кусаканской свиты восточного обрамления Суундукского массива (рис. 1) ранее были получены Sm-Nd минеральные изохроны с возрастом 463 ± 40 и 460 ± 7 млн лет и $\epsilon Nd = +4$ [3]. Считается, что полученные значения характеризуют возраст метаморфизма. Возраст протолита кусаканской свиты условно принимается, как раннерифейский [4].

В составе Суундукского плутона наибольшим распространением пользуются неплюевский габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс, возраст которого принимается, как раннекаменноугольный, и джабыкско-санарский гранитовый раннепермский комплекс [7]. Гранитоиды неплюевского комплекса зонально превращены в гранито-гнейсы. Суундукский массив залегает в ядре антиформы (купольной структуры), на восточном крыле которой сменяют друг друга метаморфические породы кусаканской и чулаксайской свит.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Нами установлено, что «кусаканская свита» представлена двумя разнородными комплексами. В первом преобладают гранат-содержащие гранито-гнейсы, а во втором гранат-содержащие гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты, образованные по терригенным породам. Метатерригенные породы смяты в мелкие изоклинальные складки (М тип) с вертикальными меридионально ориентированными осевыми поверхностями. В структуре присутствуют силлы метагабброидов, превращенных в флогопит-содержащие амфиболиты. Метаосадочные породы и метагаббро содержат инъекции мигматитов. Метатерригенные породы и силлы слагают субмеридиональные линзы среди гранито-гнейсов.

На гранито-гнейсах и метатерригенных породах с тектоническим контактом, вдоль которого протягиваются линзы серпентинитового меланжа, залегает чулаксайская свита. В ее разрезе преобладают графитистые кварцито-сланцы, а также метабазалты. Возраст свиты условно принимается, как среднерифейский, или, как раннекембрийский [4].

Гранито-гнейсы «кусаканской свиты» представлены несколькими разновидностями. Вблизи экзоконтакта Суундукского массива преобладают серые биотитовые гнейсы с гранатом, насыщенные мигматитами (метадиориты и метагранодиориты). Основное поле слагают светлые желто-белые гранито-гнейсы с редким биотитом, мусковитом и гранатом (металейкограниты). Гранито-гнейсы имеют субмеридиональную полосчатость и содержат меридионально простирающиеся жилы лейкократовых гранатовых гнейсов, образованных по гранит-аплитам ($\text{SiO}_2 = 78\%$). Кроме того, отмечаются жилы и линзы кварц-альбитовых пегматитов.

Гранито-гнейсы принадлежат известково-щелочной серии. С увеличением содержаний SiO_2 в них уменьшается содержание калия. Метаграниты являются пералюминиевыми породами, а метагранодиориты и метадиориты переходными от пералюминиевых к металюминиевым породам. На диаграммах $\text{Zr}-104\text{Ga}/\text{Al}$ гранито-гнейсы располагаются в поле I- и S-типов гранитов. Гранито-гнейсы имеют фракционированные хондрит-нормализованные спектры РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.2-8.8$). Типично, особенно в кислых породах, проявление Eu-минимума. На диаграммах распределения редких и рассеянных элементов присутствуют минимумы Nb, Ta, Ti, наиболее четко проявленные в аполейкогранитовых и метааплитовых гнейсах. На дискриминантных диаграммах $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ и $\text{Ta}-\text{Yb}$, а так же $\text{Th}-\text{Zr}/117-\text{Nb}/16$ точки составов располагаются в полях пород вулканических дуг. По геохимическим особенностям граниты имеют признаки формирования в надсубдукционной обстановке.

Метаграувакковые гнейсы по составу близки метагранодиоритовым гранито-гнейсам.

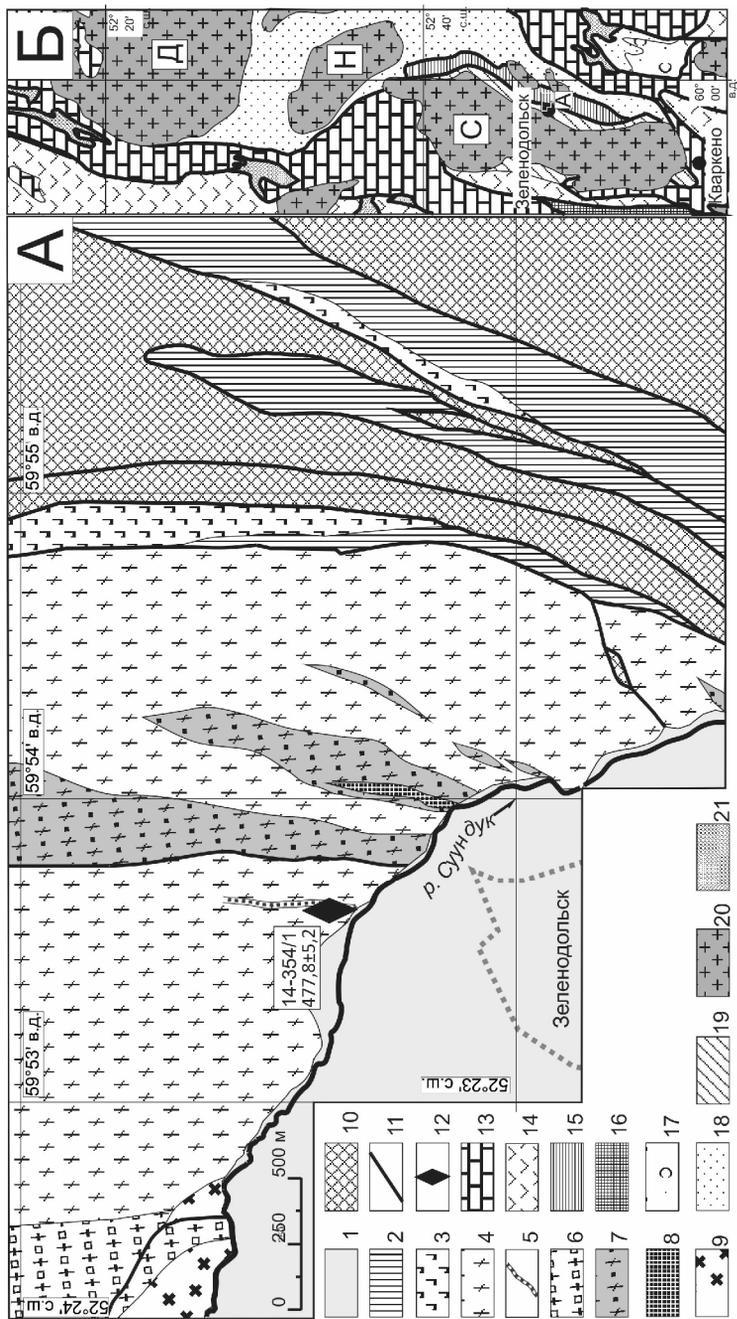


Рис. 1. Схема распространения метаморфических комплексов в восточном обрамлении Суундукского массива в районе пос. Зеленодольск (А), на врезке (Б) фрагмент Восточно-Уральской мегазоны и сопряженных структур, и полужение схемы (А). Врезка (Б) составлена с использованием данных [Князев и др., 2013].

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2-3 – чулаксайская свита ($R_2?$); 2 – углеродистые кварциты, 3 – базальты; 4-7 – «кусаканская свита»: 4 – гранито-гнейсы, 5 – гнейсы по жильным аплитам, 6 – гнейсы по диоритам и гранодиоритам, 7 – гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты по терригенным породам; 8 – амфиболиты по габбро (силлы); 9 – граниты джабыкско-санарского комплекса (P_1); 10 – серпентинитовый меланж; 11 – тектонические контакты; 12 – точка отбора пробы на цирконы, номер точки и значение возраста (млн. лет); 13-21 – обозначения к врезке (Б): 13 – вулканогенные и осадочные рифтогенные комплексы (C_1); 14 – вулканогенные и осадочные островодужные комплексы (D_{1-3}), 15 – чулаксайская свита ($R_2?$), 16 – новооренбургская толща (O_2), кремнистые и терригенно-кремнистые породы, 17 – вулканогенно-осадочные толщи ($O_{2,3}$), 18 – толщи терригенных пород ($O_{1,2}$), 19 – «кусаканская свита», оро- и парагнейсы, кристаллические сланцы и кварциты, 20 – гранитоиды ($PZ_{2,3}$), 21 – серпентинитовые меланжи. Буквами обозначены гранитные плутоны: Д – Джабыкский, Н – Неплюевский, С – Суундукский

Из пробы жильных метааплитов, слагающих субмеридиональную жилу мощностью около 1.5 м, в точке 14-354/1 с координатами $52^{\circ}23'19.9''$ с.ш. $59^{\circ}53'37.3''$ в.д. выделены цирконы. Цирконы представлены чистыми кристаллами с четкой призматической формой, типичной магматической зональной внутренней структурой и удлинением 1:2 – 1:3. U/Pb методом (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) по цирконам ($n=10$) получены конкордантные значения возраста 477.8 ± 5.2 млн лет (СКВО = 0.12, вероятность = 0.73).

Формирование гранитоидов происходило на континентальной окраине. В пользу этого свидетельствует то, что вмещающие метатерригенные породы образованы за счет перемива пород сиалических комплексов. Близкий состав имеют терригенные породы нижнего–среднего ордовика, широко распространенные восточнее. В метаморфических комплексах данного региона возраст цирконов варьирует в широких пределах. Отмечаются группы со значениями возрастов: 2050-2600; 1330-1930; 800-920; 530-750; 440-470; 314-345 млн лет [6 и ссылки в этой работе]. Наиболее молодые значения связываются с каменноугольным этапом метаморфизма и гранитизации. Возрасты ксеногенных цирконов в палеозойских гранитах, прорывающих кусаканскую свиту, имеют значения 512 ± 13 ; 579 ± 25 ; 985 ± 24 и 1817 ± 53 млн лет [4, 6 и ссылки в этих работах]. Модельные возрасты источников, из которых происходило выплавление гранитоидов Гранитной оси на Южном Урале 630-850 млн л; 1060-1560; 900-1200 млн лет [5, 9].

По геологическому положению и особенностям состава можно предположить, что формирование гранитоидов происходило в надсубдукционной обстановке на континентальной окраине. Вероятно, в близкой геодинамической обстановке формировался распространенный се-

веро-восточнее бирсуатский диоритовый комплекс, для которого U/Pb методом установлен возраст 462 ± 3 млн лет [6].

Развитие данной континентальной окраины сопровождалось вулканизмом, проявленным в породах увельской свиты (Зауральская мегазона). По макрофауне [1] и конодонтам [2] устанавливается позднеордовикский возраст свиты. В ее разрезе преобладают андезибазальты, трахиандезибазальты и трахиандезиты, расслоенные пачкой терригенно-карбонатных и карбонатных пород. Вулканогенные породы принадлежат толеитовой серии с содержаниями $K_2O=1.5-4.2$. Характерны фракционированные хондрит-нормализованные спектры РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ ($(La/Yb)_n=10.4-16.8$). На диаграммах распределения редких и рассеянных элементов присутствуют минимумы Nb, Ta. На дискриминационных диаграммах вулканы располагаются в полях базальтов континентальных вулканических дуг, или внутриплитных базальтов.

На реконструируемой континентальной окраине устанавливается три основных эпизода тектонической активности: 1 – внедрение гранитоидов (O_1 и O_2), 2 – метаморфизм (O_2), 3 – вулканизм (O_3).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00058) и РФФИ (проект № 14-05-00052)

Литература

1. *Анцыгин Н.Я.* К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М.: Наука, 1985. С. 68-86.
2. *Артюшкова О.В., Мавринская Т.М., Суяркова А.А., Якупов Р.Р., Маслов В.А.* Новые находки фауны в палеозое Зауралья // Геологический сб. № 9. Юбилейный выпуск. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2011. С. 32-35.
3. *Виноградов В.И., Щербаков С.А. Горожанин В.М., Гольцман Ю.В., Буякяйте М.И.* Возраст метаморфитов Восточно-Уральского поднятия: Sm-Nd и Rb-Sr-изотопное датирование // ДАН. 2000. Т. 371. № 6. С. 784-787.
4. *Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая ф-ка ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.+6 вкл.
5. *Осипова Т.А.* Источники гранитоидов Главной гранитной оси Урала: Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb данные // Материалы XI Всероссийского петросовещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии. Т. II. 2010. С. 111-112.
6. *Пужаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С., Шох В.Д. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41 – Челябинск. Объяс-

нительная записка. СПб.: Картографическая ф-ка ВСЕГЕИ, 2013. 415 с. + 6 вкл.

7. *Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.* Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов. Вып. 4. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.

8. *Феритатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

9. *Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е. и др.* Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника. 2000. № 5. С. 44-60.

А.Д. Савельев, Е.Б. Морозова¹

Геохронологическое и палеомагнитное изучение магматических комплексов в среднем течении р. Бодрак (Горный Крым)

Значимым элементом структуры Качинского поднятия Горного Крыма и тектонической эволюции этого региона является комплекс мезозойских магматических образований. Он сложен полифациальной ассоциацией вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, а также субвулканическими интрузиями преимущественно средне-основного состава. Проведённые в 2011–2014 гг. геолого-геохимические и изотопные исследования на территории бассейна среднего течения р. Бодрак (северо-восточная часть Качинского поднятия) впервые позволили установить последовательность формирования магматических образований, основываясь на определении их изотопного возраста (SIMS SHRIMP). Петрохимическая идентификация изученных магматитов дала возможность отнести их к определённым геодинамическим обстановкам развития территории и Горного Крыма в целом. Большой объём петрографических исследований определил не только чёткое понимание состава магматических образований, но и позволил детально изучить характер гидротермально-метасоматических образований, проявленных в пределах магматических комплексов и их вмещающей раме.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Обработка геохимических данных предоставила новую информацию о своеобразии состава магматических пород разного возраста [2, 6].

Критический анализ результатов SIMS SHRIMP исследований 10 магматических объектов, а также их геолого-структурного положения в регионе, привёл нас к выбору только 3 из них для проведения дальнейшего палеомагнитного изучения. Этими объектами являются: Первомайский шток (2.1 км южнее дер. Трудюлюбовка), силлоподобное тело г. Спортивная и силл Лебединского (7.5 км юго-восточнее дер. Трудюлюбовка).

Возраст магматической кристаллизации долеритов Первомайской интрузии установлен как 174.2 ± 1.2 млн лет. По петрохимическим характеристикам среднеюрский \square ааленский комплекс относится к базальтам вулканических дуг и активных континентальных окраин известково-щелочной серии [2].

Возраст порфировых лейкократовых базальтов силлоподобного тела г. Спортивная установлен как 144.2 ± 2.0 млн лет, в долеритах силла Лебединского обнаружено лишь одно зерно циркона, кристаллизовавшегося из расплава. Его ненарушенная U-Pb изотопная система фиксирует, тем не менее, раннемеловое время этого процесса в 125 ± 4 млн лет. Петрохимические диаграммы позволили отнести породы этого магматического комплекса к островодужным толеитам и базальтам COX [3].

Все магматические объекты были профилно опробованы, обработка палеомагнитной коллекции проводилась в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель», а также в лабораториях ВНИГРИ и ИФЗ РАН по стандартным методикам.

Для измерения намагниченности образцов использовались двухскоростной ротационный магнитометр JR-6, а также магнитометры JR-4 и JR-5A. При выделении компонент намагниченности применялись: чистка переменным магнитным полем на СКВИД-магнитометре SRM-755, чистка переменным магнитным полем на установке LDA-3, термочистка на установке TD-48 и TD-80.

Результаты палеомагнитных исследований приведены в таблице 1.

Полученные предварительные координаты палеомагнитного полюса и палеошироты отвечают среднему направлению намагниченности изученных объектов в географической системе координат и соответствуют времени образования изученных магматических объектов.

Используя данные предшественников [1, 4, 6], а также новые палеомагнитные данные [5], нами была сделана палеогеодинамическая реконструкция территории Горного Крыма в мезозойское время (рис. 1).

Таблица 1

	N	D°	Γ°	k	α95°	Φ°N	Λ°E	φm°
Первомайский шток (2015)	18	354.8	55.2	4.14	19.4	80.4	240.1	36
Первомайский шток (2014)	3	80.00	56.00	-	5.7	31.2	101.7	36.5
г. Спортивная	20	2.0	-56.7	8.71	11.7	-8.2	32.0	37
силл Лебединского	9	17.9	64.3	14.09	14.2	77.3	110.3	46

D°, Γ° – склонение и наклонение среднего направления; α95 – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; Φ°N, Λ°E – широта и долгота палеомагнитного полюса; φm° – палеомагнитная широта; N – число образцов

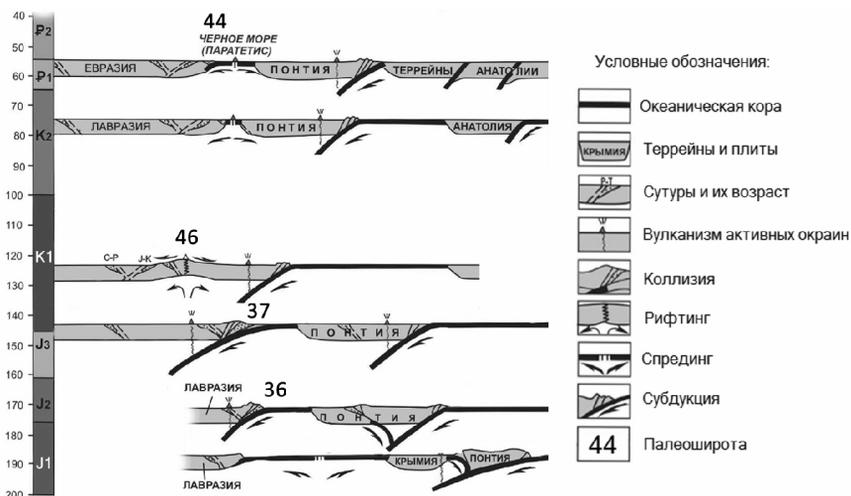


Рис. 1. Палеогеодинамическая реконструкция территории Горного Крыма в мезозойское время (с использованием [6])

Авторы выражают благодарность за помощь в проведении палеомагнитных работ Р.В. Веселовскому, В.В. Попову, А.Г. Иосифиди, А.К. Худолею.

Литература

1. Корнейко А.А., Веселовский Р.В. Новые данные о палеомагнетизме среднеюрского магматического комплекса долины р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. 2013. Сер. 4. Вып. 4.
2. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А. U-Pb цирконовый (SHRIMP) возраст Джидайрской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма (Крымский учебный полигон СПбГУ) // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. 2012. Вып. 7. № 4. С. 25–34.
3. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. «Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP) датирования» // Докл. АН, в печати.
4. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
5. Савельев А.Д., Попов В.В., Морозова Е.Б. Палеомагнитное изучение габбро-долеритов – реперных объектов среднеюрского магматизма Горного Крыма. // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 131133.
6. Юдин В.В., Юдин С.В. Реконструкция дивергентных этапов эволюции Черноморско-Каспийского региона // Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Сб. докл. VII международной конференции «Крым-2007». Симферополь, 2008. С. 80101.

Г.Н. Савельева¹, Ю.Н. Разницын¹, М.Н. Меркулова²

Метаморфизм перидотитов в мантийном клине над зоной субдукции: гидратация в литосферной мантии

Образование оливин-антигоритовых пород по перидотитам многими исследователями соотносится с процессами, происходящими исключительно в надсубдукционных обстановках. Этот вывод подтверждается наблюдениями в современных океанических структурах – многочисленными находками антигоритовых серпентинитов в глубоководных желобах и отсутствием их в срединно-океанических хребтах. Серпен-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² ISTerre, Universite Joseph Fourier, Grenoble 1, France

тинизированные перидотиты, входящие в состав слэба, при погружении испытывают десерпентинизацию и метаморфизм с образованием новых высокотемпературных минералов с гидроксильной группой – например, амфибола, талька, антигорита, магнезиального хлорита [11, 12, 14].

Офиолитовые аллохтоны Полярного Урала, в первую очередь Войкар-Сыннинский массив, представляют собой объекты, в которых пространственные соотношения высокотемпературных ультраосновных метаморфитов – оливин-антигоритовых ± амфибол ± тальк и ультрамафитов с низкотемпературной лизардит-хризотиловой серпентинизацией закартированы на больших площадях. Перидотиты со структурами вязко-пластического мантийного течения неравномерно охвачены петельчатой серпентинизацией, не нарушающей текстуры пород. Зоны ультраосновных метаморфитов амфибол-антигорит-оливинового состава пересекают эти деформационные структуры и ориентированы субгоризонтально с залеганием высокобарических метаморфитов в подошве аллохтона. Это обстоятельство указывает на существование причинной связи между образованием ультраосновных метаморфитов и перемещением перидотитов из мантии в кору.

Зоны оливин-антигоритовых метаморфитов имеют асимметричное строение: в их кровле присутствуют тела совершенно свежих перидотитов, окруженных массивными амфибол ± тальк-антигорит-оливиновыми породами, а в подошве всегда развиты гнейсовидные, интенсивно развальцованные оливин-(антофиллит)-антигоритовые сланцы. Асимметричная структура зон и резкое усиление сланцеватости пород в их подошве еще раз подтверждает причинную связь транспортировки мантийных масс с гидратацией перидотитов и формированием ультраосновных метаморфитов.

Установлен следующий ряд сменяющихся минеральных парагенезисов: оливин + энстатит + диопсид ± паргасит → оливин вторичный + амфибол (антофиллит, тремолит) + тальк + оливин → тальк + антигорит + оливин ± диопсид, → антигорит-оливиновая порода → антигорит-оливиновый сланец. Это ряд ранее рассматривался в обратном порядке – как прогрессивный, возможно, с полной дегидратацией пород и образованием совершенно свежих перидотитов [5]. Новые аналитические данные показали, что свежие несерпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты имеют петрографические и геохимические характеристики типичных абиссальных мантийных перидотитов, а дуниты, пироксенитовые жилы в мантийном разрезе и прилегающие к ним перидотиты – геохимические характеристики пород, формировавшихся над зоной субдукции [1, 7]. Учитывая это обстоятельство, а также рассмотренные структурные соотношения (например, сетка прожилков талька, антиго-

рита в свежих перидотитах), мы относим свежие гарцбургиты к исходной породе, вовлеченной в регрессивный процесс высокотемпературной гидратации. Материалы по геологии и геохимии Войкаро-Сыннинского массива [1, 5, 7] свидетельствуют о том, что область формирования мантийных ультрамафитов Полярного Урала располагалась в преддуговом бассейне. После завершения ранней истории формирования мантийного разреза происходило движение мантийных масс к желобу. Следовательно, вероятной областью начала процесса гидратации могла быть литосферная мантия, расположенная над зоной субдукции.

Стабильность антигорита в системах $MgO-SiO_2-H_2O$ и $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (реакция *антигорит* = *форстерит* + *клиноэнстатит* + *вода*) ограничена в водонасыщенных условиях диапазоном температур 630-650 °С при давлении 1.6 ГПа и 620-660 °С при давлении 2.5 ГПа, а в присутствии оксида алюминия эта реакция идет в диапазоне температур 660-700 °С при давлении 2.0 ГПа и 660-680 °С при давлении 2.9 ГПа [8]. Сходные ограничения для условий устойчивости антигорита получены и другими исследователями, например [9, 10, 12], показавшими, что распад антигорита (переход его в хлорит) происходит при температуре 680-710 °С и давлении 1.6-1.9 ГПа.

Оценки условий метаморфизма, полученные при изучении реальных геологических объектов, например [11, 12], хорошо согласуются с результатами экспериментов и численного моделирования условий гидратации ультрамафитов при разных температурах и давлении [9, 10, 14]. Парагенезисы оливин-антигорит и оливин-хлорит формируются и остаются устойчивыми на глубинах до 100 км при температуре до 650-700 °С, представляя (вместе с хлорит- и амфибол-оливиновыми породами) наиболее характерные ультраосновные метаморфиты субдуцирующего слэба. Подобный высокотемпературный метаморфизм перидотитов рассматривается перечисленными авторами как прогрессивный процесс, происходящий в ходе их погружения, сопровождаемого ростом давления и температуры.

Дегидратация серпентинитов и осадков в слэбе обуславливает формирование потока летучих компонентов, основным из которых является вода. Этот поток поднимается в породы мантийного клина над слэбом и вызывает высокотемпературную гидратацию мантийных перидотитов на глубинах 100–20 км. Одна из ранних метаморфических реакций в перидотитах Войкаро-Сыннинского массива представляет собой смену парагенезиса $Ol_{Mg\# 90-91} + En_{Mg\# 90-91} \pm Prg_{Mg\# 91-94}$ на $Ol_{Mg\# 87-88} \pm Prg_{Mg\# 94} \pm Trem_{Mg\# 96} \pm Antg_{Mg\# 94-95}$. Анализы минералов выполнены В.Г. Батановой на микроанализаторе JEOL-8230, ISTERRE, Гренобль, Франция. На основе полученных составов минералов М.Н. Меркуловой были сде-

ланы термодинамические расчеты (метод Терьяк-Домино), которые показали, что гарцбургиты и лерцолиты, содержащие редкие зерна паргасита, устойчивы при давлении 1.5–1.2 ГПа и температуре 900–850 °С. При снижении температуры и давления в присутствии паров воды образуются метаморфические парагенезисы, область устойчивости которых ограничена давлением в интервале 1.2–0.9 ГПа и температурой 600–550 °С.

На рис. 1 схематически показано положение областей формирования ультраосновных метаморфитов в надсубдукционном мантийном клине и нанесены области устойчивости антигоритовых серпентинитов и «хлоритовых гарцбургитов» по работам [9, 10, 11]. Принимая во внимание оценки условий гидратации перидотитов и рассмотренные выше материалы по Полярному Уралу, можно утверждать, что в исходных перидотитах ранняя реакция гидратации начинается при давлении около 1.5 ГПа (глубина 50–60 км) и температуре в интервале 650–600 °С. Положение мантийного домена, где начиналась гидратация перидотитов в мантийном клине, обозначено цифрами 1 и 2 в кружке на рис. 1. Сближенное положение доменов 1 и 2 отражает резкую (в пределах нескольких метров) смену метаморфических парагенезисов в кровле зон, где амфибол-антигорит-оливиновые породы сменялись тальк-антигорит-оливиновыми, с различным количеством высокомагнезильного амфибола двух-трех генераций и двумя генерациями оливина. Участки 3 и 4, иллюстрируют мантийные домены на глубине 30–35 км и 20×15 км над погружающимся слэбом. Они сложены в основном антигорит-оливиновыми породами: домен 3 – массивными, с мелкими реликтами свежих перидотитов, домен 4 – оливин-антигоритовыми сланцами.

Образование фронта гидратации сопровождалось увеличением объема пород и повышением температуры. Эти процессы повышали пластичность мантийных масс и способствовали их выведению в кору: пластичные оливин-антигоритовые сланцы служили «рельсами» для выведения мантийных глубинных масс в верхние горизонты коры. В численной модели расслоения и выведения океанической коры в надсубдукционной области ведущая роль отводится ослабленному серпентинитовому горизонту [15]. Рассматриваемый нами случай принципиально отличается от этой модели тем, что процесс детачмента на границе кора–мантия происходит не в субдуцируемом слэбе, но в мантийном клине над зоной субдукции. Возможно, именно этим объясняется присутствие гигантских слабо дезинтегрированных масс мантийных перидотитов в полярноуральских офиолитах. По мере выведения перидотитов в кору температура и общее давление гидратации снижаются, но давление флюида и стресс в локальных приподошвенных зонах возрастают.

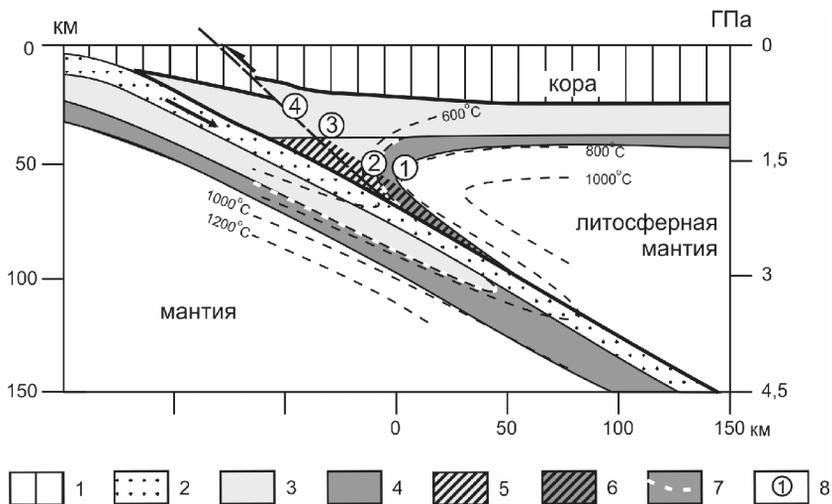


Рис. 1. Положение областей формирования ультраосновных метаморфитов в надсубдукционном мантийном клине. Области устойчивости антигоритовых серпентинитов и «хлоритовых гарцбургитов» показаны по работам [9, 10, 11].

1 - островодужная кора; 2 - океаническая кора слэба; 3 - серпентинизированные (антигорит) ультрамафиты, по [9, 10]; 4 - «хлоритовые гарцбургиты» со структурами спинифекс и роговиковыми, по [9, 11]; 5 - область устойчивости антигорита в мантийных гарцбургитах надсубдукционного клина, по численному моделированию [9]; 6 - область устойчивости магнезиального хлорита в мантийных гарцбургитах надсубдукционного клина, по численному моделированию [9]; 7 - граница распада антигорита; 8 - участки литосферной мантии, для которых определены *P-T*-условия гидратации

Обобщенная реакция серпентинизации $\text{Olivine} + \text{Enstatite} + \text{H}_2\text{O} = \text{Serpentine} + \text{Magnetite} + \text{H}_2$ в системе $\text{MgO-FeO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ сопровождается выделением водорода как в коровых условиях (низкотемпературная лизардит-хризотиловая серпентинизация), так, вероятно, и в литосферной мантии надсубдукционной области, где образуется антигорит (высокотемпературная серпентинизация). Выделяющийся при серпентинизации водород участвует в абиогенном синтезе метана в присутствии растворенного в воде CO_2 , а также инициирует водородный метаболизм в водной среде - поглощение водорода прокариотами с последующим выделением метана [6, 13]. Это обстоятельство в еще большей степени влияет на увеличение количества генерируемого метана при серпентинизации перидотитов как в открытом океане, так и в задуговых и преддуговых бассейнах в надсубдукционной геодинамической обстановке.

Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных перидотитов в океане рассматривается многими исследователями при обосновании гипотезы abiогенного происхождения нефти и используется при построении геодинамических моделей нефтегазоносности различных бассейнов [например 2, 3, 4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 13-05-136) и гранта Ведущих научных школ НШ-2981.2014.5.

Литература

1. Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Свидетельства надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского массива, Полярный Урал // ДАН. 2009. Т. 421. №2. С. 238-243.

2. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 6. С. 1-13.

3. Гаврилов В.П. Геодинамическая модель нефтегазоносности Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2012. № 3. С. 60-68.

4. Разницын Ю.Н. Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3-18.

5. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).

6. Федонкин М.А. Роль водорода и металлов в становлении и эволюции метаболических систем // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Под ред. Э.М. Галимова. М.: Книжный дом «Либроком», 2008. С. 417-437.

7. Batanova V., Belousov, I., Saveliyeva G., Sobolev A. Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals) // J. Petrol. 2011. Vol. 52. N 12. P. 2483-2521.

8. Bromiley G.D., Pawley A.R. The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O-(MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): The effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability // American Mineralogist. 2003. Vol. 88. P. 99-108.

9. Gerya T.V., Yuen D.A. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel 'cold plumes' at subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 212. P. 47-62.

10. Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. Subduction factory c2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2003. № 108. Article 2029.

11. *Padron-Navarta J.A., Sanchez-Vizcaino V.L., Garrido C.J., Gomez-Pugnaire M.-T.* Metamorphic record of high-pressure dehydration of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite in a subduction setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filabride Complex, Southern Spain) // *J. Petrol. Advance Access pub.* Aug. 19. 2011. P. 1-32.

12. *Rossetti F., Glodny J., Theyec T., Maggi M.* Pressure–temperature–deformation–time of the ductile Alpine shearing in Corsica: From orogenic construction to collapse // *Lithos.* 2015. N 218–219. P. 99–116.

13. *Sleep N.H., Melbom A., Fridriksson Th., Coleman R.G., Bird D.K.* H₂-rich fluids from serpentinization: geochemical and biotic implications // *PNAS.* 2004. Vol. 101. N 35. P. 12818–12823.

14. *Trommsdorff V., Lopez Sanchez-Vizcano V., Gomez-Pugnair M.T., Muntenner O.* High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. Vol. 132. P. 139–148.

15. *Vogt K., Gerya T.V.* Deep plate serpentinization triggers skinning of subducting slabs // *Geology*, pub. online on 30 June 2014 as doi:10.1130/G35565.1.

**А.В. Самсонов¹, В.А. Спиридонов², Ю.О. Ларионова¹,
А.Н. Ларионов³, В.Ю. Герасимов⁴**

Среднерусский складчатый пояс: палеопротерозойская граница Фенноскандинавского и Волго-Сарматского мегаблоков Восточно-Европейского кратона

Среднерусский складчатый пояс (СРСП) – крупная тектоническая структура С-В простирания, располагается в центральной части Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и разделяет архейские ядра Фенноскандии и Волго-Сарматии [1]. Весь СРСП перекрыт осадочным чехлом, и представления о его строении и составе базируются на геофизических данных и результатах изучения керна нескольких глубоких скважин. Новая информация получена при петрографическом, изотоп-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru

² ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», Москва, Россия

³ Центр изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П.Карпинского, С.-Петербург, Россия

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия

но-геохимическом и геохронологическом изучении пород СРСП по керну 25 глубоких скважин. Эти результаты в сочетании с геофизическими данными позволяют выделить в строении центрального сегмента СРСП четыре структурно-вещественных блока: Московский, Ярославский, Тверской и Рыбинский.

Московский блок выделен в Ю-В крыле СРСП по полосе распространения сильно градиентных, знакопеременных, линейных магнитных аномалий С-В простирания. Мощность земной коры Московского блока по данным ГСЗ варьируется от 38 до 40 км, мощность нижней коры в среднем составляет 13–15 км. По данным керна глубоких скважин, блок сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами и гранитоидами. Сланцы, образованные по вулканитам или туфам, отвечают по составу высокоглиноземистым базальтам и андезитами, имеют островодужные геохимические характеристики, палеопротерозойский возраст (U-Pb по циркону 1980 ± 3 млн лет [2]) и заметный вклад архейского корового материала ($\epsilon_{Nd}T$ от +0.6 до -1.6). Гранитоиды Московского блока представлены диоритами, гранодиоритами и гранитами с модельными возрастными $T_{DM}Nd$ от 2.24 до 2.48 млрд лет. По степени метаморфизма Московский террейн неоднороден. В северной его части породы претерпели тектоническую переработку и метаморфизм гранулитовой фации ($P=6-8$ кб, $T=750-900$ °C [2]), в южной части метаморфизм не превышает амфиболитовой фации. В региональной структуре Московский блок является С-В продолжением палеопротерозойского Осницк-Микашевичи магматического пояса [3]. Это, а также сходство состава и возраста пород этих доменов подтверждает идею об их принадлежности к единому поясу, сформированному на краю Волго-Сарматского мегаблока [2].

Тверской блок выделен в Ю-З части СРСП в виде овального геофизического блока, распознаваемого на карте аномального магнитного поля по контуру распространения изометричных знакопеременных магнитных аномалий. Внешнее обрамление Тверского блока выполнено линейными контрастными магнитными аномалиями и аномалиями поля силы тяжести. Мощность земной коры располагается в пределах 40–44 км. Мощность нижней коры изменяется в значительных пределах от 13 до 19 км. По данным бурения, Тверской блок слагают разнообразные по составу гнейсы и гранитоиды с древними Sm-Nd модельными возрастными ($T_{DM}Nd = 3.06-3.25$ млрд лет), сопоставимые с гнейсами мезоархейского Водлозерского блока смежного Карельского кратона. В С-В части Тверского блока вскрыт массив Fe-Ti монцодиоритов, которые имеют внутриплитные геохимические характеристики, внедрялись око-

ло 2.5 млрд лет назад и формировались при значительном вкладе архейского корового материала ($\epsilon_{Nd}T$ от -4.2 до -4.7). Около 1.75 млрд лет назад в северной и западной частях Тверского блока формировались мощные зоны надвигов.

Ярославский блок выделен в южном и восточном обрамлении Тверского блока и оконтурен по области слабо градиентных линейных магнитных аномалий. В целом блоку свойственны повышенные значения поля силы тяжести и пониженные магнитные характеристики. Средняя мощность земной коры составляет 42 км, максимальная превышает 46 км. Нижняя кора изменяется от 15 до 21 км. Внутри геофизического контура Ярославского блока скважинами вскрыты два главных типа пород: Vt-Ms гнейсы и Fe-Ti метагаббро. Vt-Ms гнейсы, образовавшиеся по терригенным породам, распространены на всей территории Ярославского блока. Терригенный материал поставлялся при разрушении кислых пород с небольшим вкладом базитов, что фиксируется по повышенным концентрациям Sr и Ni. Циркон из гнейсов имеет значительное морфологическое разнообразие, минимальную степень механического износа и очень однородный спектр U-Pb изотопных возрастов. Большинство зерен имеют $^{207}Pb/^{206}Pb$ изотопные возрасты в интервале 2650–2670 млн лет, для единичных зерен получены более древние возрасты от 2.85 до 3.03 млрд лет. Модельные возрасты гнейсов ($T_{DM}Nd=2.92-3.03$ млрд лет) указывают на долгую коровую предысторию неархейского источника осадков. Fe-Ti метагаббро, широко развитые на территории Ярославского блока, однородны по составу, имеют внутриплитные геохимические характеристики OIB-типа, по геохимии близки к Fe-Ti монцодиоритам Тверского блока и, вместе с последними, вероятно, представляли единый эпизод магматической активности 2.5 млрд лет назад. Sm-Nd изотопные характеристики Fe-Ti метагаббро сильно различаются в южной ($\epsilon_{Nd}T = +1.9 \pm 0.1$) и северной ($\epsilon_{Nd}T = -4.5$) частях Ярославского блока, что предполагает контаминацию базитовых расплавов разным по возрасту коровым материалом и указывает на возрастную неоднородность коры этого блока.

Рыбинский блок распознается на карте аномального магнитного поля в виде полосы знакопеременных слабо градиентных магнитных аномалий, которая отделяет Тверской и Ярославский блоки от юга Карельского кратона. Ориентировка аномалий изменяется в восточном направлении с С-З на С-В. В поле силы тяжести Рыбинский блок совпадает с областью повышенных значений. Земная кора имеет мощность от 37 до 40 км и хорошо контрастирует по этому показателю с Тверским, Ярославским блоками и Карельским кратоном. Рыбинский блок сложен Grt-Vt гнейсами и Vt-Ms-Sil сланцами, которые образовались при мета-

морфизме песчаников и пелитов. Sm-Nd модельные возрасты метаосадков ($T_{DM}Nd$ от 2.23 до 2.52 млрд лет) предполагают вклад в осадки палеопротерозойских и архейских источников. Это подтверждается результатами изучения кластогенного циркона, который очень неоднороден по степени износа, морфологии и возрасту, Преобладают зерна с возрастом ~ 1.97 млрд лет, в подчиненном количестве представлен циркон с возрастом ~ 2.68 млрд лет, единичные зерна имеют возраст ~ 3.00 млрд лет. Полученные данные фиксируют различия возраста кластогенного циркона из осадков Рыбинского блока и осадков верхнего калевия смежной Раахе–Ладожской зоны, в которых резко преобладает ($>90\%$) циркон с возрастными 1.92–2.06 млрд лет [4], что может указывать на различия источников сноса. Для Раахе–Ладожской зоны в качестве источника терригенного материала привлекается Лапландско-Кольский ороген [4], в то время как осадки Рыбинского блока могли формироваться при разрушении породных комплексов Московского, Ярославского и Тверского блоков.

Проведенные исследования показывают, что СРСП состоит из блоков с разным составом, возрастом и, вероятно, с разной историей тектонического развития.

1. Московский блок южного крыла СРСП, по положению в региональной структуре, составу и возрасту сопоставляется с Осницко-Микашевичи магматическим поясом и, по аналогии с последним, рассматривается как часть палеопротерозойской активной окраины на краю Волго-Сарматского мегаблока [2, 3].

2. Тверской и Ярославский блоки, возможно, представляют архейский край Фенноскандинавского мегаблока. Принадлежность их к Фенноскандии подчеркивается данными по Тверскому террейну, который хорошо сопоставляется со смежным Водлозерским блоком Карельского кратона. В то же время, породные комплексы Ярославского блока не имеют возрастных и вещественных аналогов на смежном Карельском кратоне. Установленная специфика состава, возрастных и изотопно-геохимических характеристик метаосадков Ярославского блока может быть объяснена в предположении, что источником этих осадков служили комплексы неоархейской активной окраины на мезоархейском (?Тверском) блоке. Вторым аргументом окраинной позиции архейских террейнов СРСП является присутствие в них Fe-Ti габброидов и монцодиоритов с возрастом 2.5 млрд лет, которые по геохимическим и изотопным характеристикам сопоставимы с высоко-Ti вулканическими комплексами фанерозойских LIP пассивных континентальных окраин, например провинции Парана [Peate, 1997]. Увеличенная мощность коры архейских блоков и широкие вариации мощности ее нижней части, воз-

можно, обусловлены процессами переработки и доразраствания нижней коры (underplating) архейских блоков в палеопротерозойское время в ходе внутриплитного и субдукционного магматизма.

3. Рыбинский блок, представляющий северное крыло СРСП, рассматривается как палеопротерозойский осадочный бассейн, терригенный материал для которого поступал при разрушении породных комплексов Московского, Ярославского и Тверского блоков. Можно предположить, что породные комплексы этих блоков в конце палеопротерозоя сформировали коллизионный ороген, осевая часть которого маркируется мощной зоной милонитов гранулитовой фации в пограничной области Ярославского и Московского блоков.

Подводя итог, история формирования СРСП представляется в следующем виде. 1. В конце неoarхея, ~2.68 млрд лет назад, на краю Тверского блока была сформирована континентальная дуга, служившая источником осадков для Ярославского блока. Возможно, что в этом субдукционном событии принимали участие и другие неoarхейские островные дуги, объединявшие мезoarхейские ядра Фенноскандии и Волго-Уралии в составе неoarхейского суперкратона Кенорленд. 2. В начале палеопротерозоя ~2.5 млрд лет назад неoarхейский суперкратон был расколот по зоне сочленения мезо- и неoarхейских комплексов на юге Фенноскандии. Следы инициатора этого раскола – глубинного плюма – маркируются высоко-Тi интрузивами в Тверском и Ярославском блоках. 3. На протяжении большей части палеопротерозоя с 2.5. до 2.0 млрд лет архейский край Фенноскандии был пассивной окраиной, в то время как архейский край Волго-Уралии был переработан в обстановке активной окраины. 4. 1.8–1.7 млрд лет назад коллизия пассивной окраины Фенноскандии с активной окраиной на Волго-Сарматском мегаблоке привела к формированию коллизионного орогена, при разрушении которого поставлялся материал в осадочный бассейн Рыбинского блока.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 14-05-00933.

Литература

1. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Prec. Res.* 2008. Vol. 160. P. 23-45.
2. *Богданова С.В., Бибикова Е.В., Постников А.В., Таран Л.Н.* Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // *Докл. РАН.* 2004. Т. 395. С. 376-380.
3. *Claesson S., Bogdanova S., Bibikova E. et al.* Isotopic evidence for Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 339. P. 1-18.

4. *Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A. et al.* New constraints for the source characteristics, deposition and age of the 2.1–1.9 Ga metasedimentary cover at the western margin of the Karelian Province // *Prec. Res.* 2010. Vol. 176. P. 77–93.

5. *Peate D.W.* The Parana-Etendeka Province // *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph* 100. Copyright 1997 by the American Geophysical Union. P. 217-245.

В.А. Саньков^{1,2}, А.А. Добрынина¹, А.В. Парфеев¹

Современное напряженно-деформированное состояние земной коры южного обрамления Сибирской платформы: к проблеме соотношения континентального рифтогенеза и транспрессионного орогенеза

Процессами конвергенции Индостана и Евразии объясняется происхождение большинства неотектонических структур Центральной Азии. Особую большую группу составляют транспрессионные орогены [1], связанные с косою конвергенцией блоков корового и литосферного уровней. В южном обрамлении Сибирской платформы на западе они представлены Алтае-Саянской горной областью со структурами субширотного и северо-западного простирания. С востока к ним примыкает, протягивающаяся в СВ направлении вдоль края Сибирской платформы, Байкальская рифтовая система (БРС). Пространственно-временные соотношения этих структур до конца не ясны.

Параметры современного напряженно-деформированного состояния земной коры дают возможность исследовать закономерности пространственных и кинематических соотношений структур, связанных с процессами рифтогенеза и транспрессионного орогенеза. Нами проведены исследования современного напряженного состояния земной коры по данным о механизмах очагов землетрясений и определение реализованных плоскостей разрывов в очагах землетрясений территории юга Восточной Сибири и Северной Монголии с применением метода катаклического анализа (МКА) [2]. Данные о механизмах очагов землетрясений заимствованы из различных опубликованных источников. В анализ включены структуры юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы, сдвиговые зоны Северной Монголии, Тувинского нагорья,

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

восточной части Алтае-Саянской горной области. В качестве исходных данных использованы опубликованные решения фокальных механизмов \square 1003 индивидуальные определения механизмов очагов землетрясений и 50 композитных определений. Рассчитаны тензоры напряжений и приращений сеймотектонической деформации (СТД), коэффициент Лодэ-Надаи, коэффициент дилатансии, проведено районирование территории по типу напряженного состояния. С использованием этих данных построена схема траекторий осей максимального и минимального горизонтальных напряжений сжатия (рисунок). Полученные результаты не противоречат результатам расчетов СТД разными методами для БРС [3] и для Алтае-Саянской горной области [4, 5 и др.]. Главной чертой поля траекторий является тенденция разворота оси максимального горизонтального сжатия от субмеридионального простирания в Северной Монголии к северо-восточному в Восточном Саяне и в Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы. Разворот оси максимального горизонтального сжатия на 40° от ССВ до СВ простирания обеспечивает взбросовые и левосторонние взбросо-сдвиговые движения по юго-восточному сегменту Главного Саянского разлома.

По типу напряженного состояния выделяются несколько крупных областей: область горизонтального растяжения (Байкальская впадина), область преобладания горизонтального сдвига с включением участков растяжения со сдвигом и сжатия со сдвигом (юго-западный фланг БРС и часть поднятия Восточного Саяна), области преобладания горизонтального сжатия (восточная часть Тувинского нагорья, зона Болнайского разлома и зона сочленения Монгольского и Русского Алтая), область сжатия со сдвигом и горизонтального сдвига, локализованная в Орхон-Тольском междуречье. Дополнительные данные о характере деформировании получены из результатов расчетов коэффициента Лодэ-Надаи. Так, Южно-Байкальская впадина по этой характеристике делится на две части – северную, деформирующуюся в условиях сдвига (в понимании механики сплошных сред) и южную, деформирующуюся в переходных условиях от чистого сдвига к одноосному растяжению. Сдвиговые деформации отмечаются в восточной части Тувинского нагорья, зоне Болнайского разлома. Области деформации одноосного сжатия локализуются в районе торцового сочленения Хубсугульского и Тункинского звеньев БРС, в районе Бусийгольской впадины. Сопоставление реализованных плоскостей в очагах землетрясений с известными системами активных разломов исследуемой территории, показывает, что наилучшее совпадение с главными структурами наблюдается для областей с преобладающим растяжением земной коры (Южно-Байкальская впади-

на). Для зон сдвига и сжатия наблюдаются подвижки по разным системам разрывов, включая и главные системы.

Для оценки устойчивости результатов определения параметров современного напряженно-деформированного состояния проведены расчеты средних механизмов очагов землетрясений для крупных структур исследуемой территории с использованием подхода, предложенного С.Л. Юнгой [6] (рисунок). Результаты расчетов разными методами сопоставимы по направлениям осей главных нормальных, незначительные отличия по значениям коэффициента Лодэ-Надаи связаны с различием областей осреднения.

Результаты применения обоих методов сопоставлены с полями скоростей горизонтальных движений и относительных деформаций укорочения и удлинения, полученными по данным GPS геодезии [7]. Области сжатия и сдвига связаны с конвергентными движениями блоков Монголо-Сибирской подвижной области в ССВ направлении относительно Северной Евразии, а области растяжения – с СЗ-ЮВ дивергенцией на границе Амурской влиты и Сибирского блока Северной Евразии. В целом, направления принципиальных осей сейсмотектонических деформаций согласуются с направлениями осей горизонтального укорочения и удлинения земной поверхности. Исключение составляют эпицентральные зоны сильнейших для территории землетрясений XX века – Болнайского 23.07.1905 г. ($M_s=8.3$), Могодского 05.01.1967 г. ($M_w=7.8$) и Мондинского 05.04.1950 г. ($M_w=7.0$), что связано, по-видимому, с продолжающимися в этих районах релаксационными процессами.

Временные соотношения процессов рифтогенеза и транспрессионного орогенеза могут быть оценены с привлечением результатов реконструкций позднекайнозойского поля напряжений по данным о тектонической трещиноватости в зонах активных разломов [8, 9]. Для районов Тувы и Северо-Западной Монголии основные параметры современного поля напряжений хорошо согласуются с реконструированным постмиоценовым полем напряжений. Несогласованность по направлениям главных осей и режиму деформирования наблюдается в пределах ЮЗ фланга БРС. Исторически транспрессионные процессы наложены на рифтовые [8], они приводят к эволюции напряженного состояния и вызывают инверсию впадин в этой части рифтовой системы.

Современное напряженно-деформированное состояние южного обрамления Сибирской платформы отражает процесс взаимодействия сил сжатия в литосфере под воздействием конвергенции Индостана и Евразии, преобладающих в западной части территории и имеющих тенденцию к экспансии в СВ направлении, и сил астеносферно-литосферного

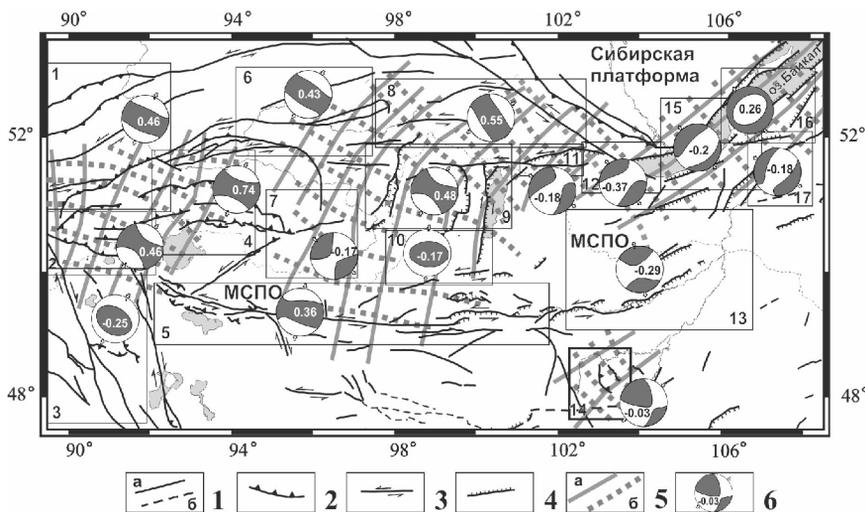


Рис. Современное напряженно-деформированное состояние земной коры юга Сибири и Северной Монголии по данным о механизмах очагов землетрясений.

1 – плиоцен-четвертичные разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 2–4 – кинематические типы разломов: 2 – надвиги и взбросы, 3 – сдвиги, 4 – сбросы; 5 – траектории максимальных (а) и минимальных (б) горизонтальных напряжений сжатия, рассчитанные по результатам применения (МКА) [2]; 6 – средний механизм очагов землетрясений в областях, ограниченных прямоугольниками с номерами 1–17, рассчитанный с применением метода С.Л. Юнги [6] (на полусфере белым показана область выхода осей сжатия, а черным – осей растяжения; цифры - значение коэффициента Лодэ-Надаи). МСПО – Монголо-Сибирская подвижная область

взаимодействия, вызывающего длительно существующую СЗ-ЮВ дивергенцию в БРС.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-01097) и проекта Программы ИНЦ СО РАН № 3.1.

Литература

1. *Cunningham D.* Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: defining a new class of orogen // *EPSL*. 2005. Vol. 240. P. 436-444.
2. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.
3. *Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia / Editors-in-chief V.I. Dzburik and T. Dudarmaa.* Ulaanbaatar-Irkutsk: 2004. 315 p.

4. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмоструктурные деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизивно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 7. С. 692–723.

5. *Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Marinin A.V.* Stress state and deformation of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region // Russ. Geol. Geophys. 2013. Vol. 54. P. 206-222.

6. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмоструктурных деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.

7. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №7. С. 1006–1017.

8. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Геодинамические условия развития Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы // Геотектоника. 2006. № 5. С. 61–84.

9. *Parfeevets A.V., Sankov V.A.* Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate. Comptes rendus // Comptes rendus geosciences. 2012. Vol. 344. P. 227–238.

Р.С. Саргсян¹

Исследование новейшей тектоники территории Армении по данным современной речной сети

Исследование новейшей тектоники территории Армении, как составного звена Альп-Гималайского сейсмоактивного пояса продолжает сохранять свою актуальность. На сегодняшний день накоплен богатый научный материал по исследованию новейших тектонических движений исследуемой территории. Однако некоторые методические подходы до настоящего времени не нашли своего применения. Одним из таких является современная речная сеть, которая может быть применена в качестве показателя тектонической активности. С ее помощью возможно изучение и качественная оценка тектонической активности территории и разных ее участков.

¹ Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова Национальной Академии Наук Респ. Армения

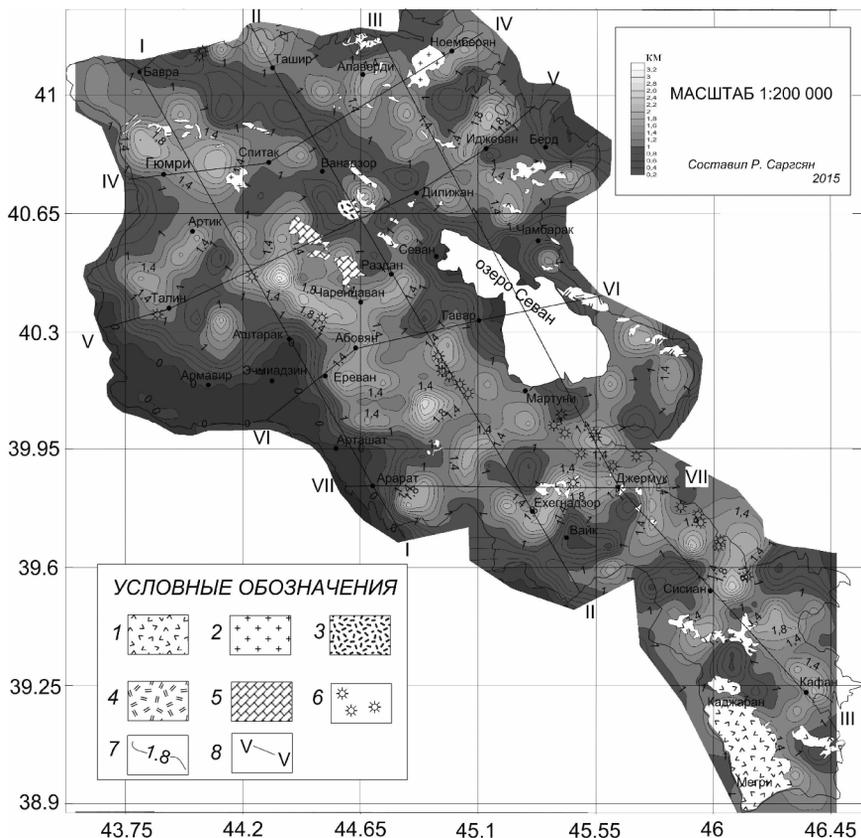


Рис. 1. Схематическая карта поля изолонг, интрузивных тел и вулканических структур территории Армении
 1 - позднеэоценовые и олигоценые гранитоиды; 2 - среднеюрские и меловые гранитоиды; 3 - олигоценые гранодиориты, щелочные сиениты, сиенитовые порфиры и граносиениты; 4 - позднемеловые и палеогеновые ультрабазиты; 5 - обнажения палеозойского кристаллического фундамента; 6 – полигенные и моногенные вулканы; 7 - изолонги; 8 - линии профилей

С этой целью автором выделены все водотоки от 2-го до 5-го порядков на основе классификации Хортон-Страклера [1]. В качестве фактического материала были использованы топографические карты исследуемой территории масштаба 1:100000. После выделения водотоков указанных порядков был применен метод изолонг [2], который был несколько изменен нами для повышения его эффективности на молодых

горных территориях. Эти изменения приведены в некоторых наших работах [3].

В результате применения данной методики для территории Армении была составлена карта изолонг, которая схематически приведена на рис. 1.

На полученной карте значения поля изолонг колеблются в пределах от 0.2 до 3.2 км. Интересным обстоятельством является то, что значения поля изолонг меняются в зависимости от типа тектонической структуры, так синклинальным структурам соответствуют значения до 1.2 км, а антиклинальным более 1.2 км [4].

Основные черты современного рельефа территории Армении были сформированы именно в новейшем тектоническом этапе развития, различными геологическими процессами, такими как интрузивный магматизм, складчато-блоковые нарушения, вулканизм и т.д. Весь этот контраст геодинамических процессов обусловил многообразие и сложность современного рельефа данной территории. Достаточно отметить, что на территории с площадью примерно 30 тыс. кв. км максимальная разность абсолютных высот рельефа превышает 3.5 км.

Возвращаясь к вопросу изучения тектонической активности исследуемой территории следует отметить, что для интерпретации полученных результатов немало важной проблемой является установление примерного возраста водотоков одного порядка, в данном случае водотоков 2-го порядка. Установление возраста водотоков 2-го порядка будет способствовать отнесению полученных результатов к конкретному геологическому периоду времени. Сопоставляя и анализируя различные данные по неотектонике, новейшему вулканизму, а также новейшему оледенению, автором был сделан вывод, что примерный возраст водотоков 2-го порядка территории Армении колеблется от нижнего до среднего плейстоцена, местами также началом голоцена. Это означает, что поле изолонг характеризует суммарные вертикальные тектонические движения начиная с выше указанного геологического периода до настоящего времени.

С целью установления достоверности полученных результатов, автором проведены общим числом 7 комплексных профилей, на которых сопоставлены поле изолонг и современный рельеф территории Армении. Профили приведены на рис. 2.

Из вышеприведенных профилей следует, что положительные формы современного рельефа территории Армении, какими являются горные хребты и вулканические массивы отличаются высокими значениями поля изолонг, по сравнению с межгорными впадинами и крупными речными долинами, где значения поля постепенно уменьшаются.

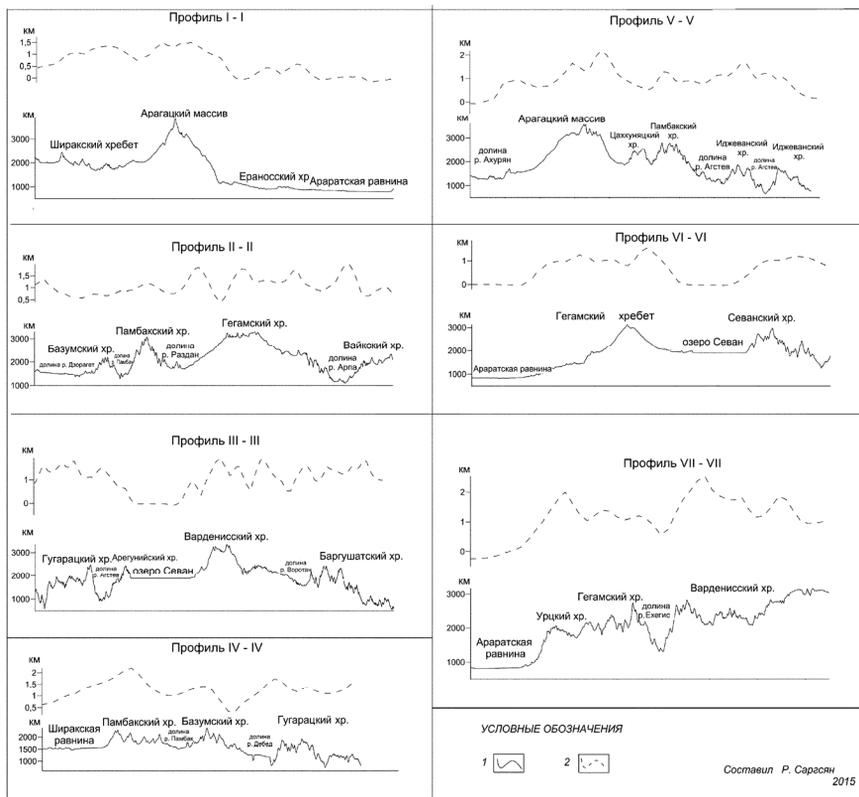


Рис. 2. Комплексные профили современного рельефа и поля изолонг
 1 - поверхность современного рельефа, 2 - поверхность поля изолонг

Суммируя вышеизложенное, можно прийти к выводу, что данный методический подход дает возможность качественно и в общих чертах изучить новейшую тектоническую активность молодых горных территорий. Переход от качественной оценки к количественной возможен установлением корреляционных связей между длиной водотока и величиной вертикального тектонического воздымания, что на сегодняшний день является довольно труднорешимой задачей. Следует отметить также, что важной составляющей является приблизительное определение возраста водотоков одного порядка. Кроме того, при более крупномасштабных исследованиях следует иметь ввиду также литологический фактор, который играет немало важную роль в формировании отдельных водотоков.

Литература

1. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гидрофизический подход к количественной морфологии М.: ИЛ, 1948. 158 с.
2. Гвин В.Я. Карты изолонг // Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях М.: Недра, 1970. С. 73-76.
3. Саргсян Р.С. О некоторых особенностях решения структурно-геологических вопросов по комплексу геофизико-геоморфологических методов (на примере территории Армении) // Материалы XV Уральской молодежной научной школы по геофизике, Екатеринбург, 2014. С. 210-212.
4. Саргсян Р.С. Изучение морфоструктуры осадочного слоя земной коры Северной складчатой зоны Армении, по морфометрическим данным // Ученые записки ЕГУ, Геология и география. 2015. № 1. С. 25-31.

**А.И. Слабунов¹, В.В. Балаганский², Д. Гуо³, Л. Жанг⁴,
А.А. Щипанский⁵, Д. Жанг, С. Ли⁴, П.Я. Азимов⁶**

Раннедокембрийские подвижные пояса как суперпозиция архейских и палеопротерозойских орогений (на примере Фенноскандинавского и Северо-Китайского щитов)

Архейские кратоны и докембрийские подвижные пояса – это наиболее характерные тектонические единицы докембрийских щитов. Отличительными особенностями последних являются [2]: 1) длительное (более 1 млрд лет) полициклическое развитие, 2) интенсивные проявления деформаций и метаморфизма высоких ступеней. Беломорский (Фенноскандинавский щит) и Транс-Северокитайский (Северо-Китайский щит) подвижные пояса – это типичные примеры структур данного класса. Сравнительный анализ истории становления земной коры этих структур показал следующее.

¹ Институт геологии Карельского НЦ (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск

² Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

³ Институт геологии и геофизики (ИГГ) КАН, Пекин, Китай

⁴ Школа наук о Земле и космосе Пекинского университета, Пекин, Китай

⁵ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

⁶ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург

1. Оба пояса являются суперпозицией двух докембрийских орогений. Земная кора Беломорского пояса является результатом переработки комплексов одноименного неоархейского коллизионного орогена [1, 3, 9, 10] в ходе становления палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена [5, 6], а Транс-Северокитайского пояса – результатом преобразования комплексов неоархейского аккреционного орогена в процессе формирования палеопротерозойского коллизионного орогена [7, 8, 12]. Ядром палеопротерозойского коллизионного орогена на Фенноскандинавском щите является Лапландский гранулитовый пояс и комплементарные ему структуры на юго-востоке Кольского региона, а на Северокитайском – Кондалитовый пояс.

2. Раннедокембрийские орогенические пояса сопоставимы по особенностям развития с фанерозойскими и формировались уже в архее: Беломорский коллизионный ороген начал формироваться в мезоархее (около 2.9 млрд лет), его субдукционно-аккреционные комплексы образовались в период 2.88–2.72 млрд лет, а коллизионные – 2.71–2.68 млрд лет [3]. Новые изотопные датировки цирконов из кианит-ортоклазовых гнейсов, формирование которых связывается с коллизионными процессами, показали возраст 2687 ± 31 и 2706 ± 8 млн лет, что позволяет более уверенно оценивать время коллизии [4]. Архейские комплексы Транс-Северокитайского пояса являются частью аккреционного орогена, который начал развитие в мезоархее (около 2.83 млрд лет), субдукционные комплексы наиболее активно формировались в период 2.75–2.51 млрд лет, а около 2.5 млрд лет назад произошла их аккреция.

3. Около 2 млрд лет назад начинается развитие Лапландско-Кольского (Фенноскандинавский щит) и Кондалитового (Северокитайский щит) орогенов. Коллизионные процессы в первом из них начинаются 1.97 млрд лет и завершаются 1.89–1.87 млрд лет назад. При этом процессы коллизии мигрируют на юг и юго-запад орогена. Второй сформировался в ходе двух коллизионных эпизодов: 1.95 млрд лет назад произошло «захлопывание» океана на месте Кондалитового пояса, а затем (1.87–1.88 млрд лет) новообразованный ороген начал взаимодействовать с западным бортом восточного блока Северокитайского кратона, в результате чего сформировался Транс-Северокитайский пояс.

4. Полученные нами новые данные об особенностях формирования и истории развития раннедокембрийских Беломорского и Транс-Северокитайского подвижных поясов показывают [11], что эти структуры имеют значительные черты сходства с фанерозойскими орогенами.

Литература

1. *Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
2. *Синицин А.В.* Региональная тектоника и металлогения раннено докембрия. Л.: Недра, 1990. 491 с.
3. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
4. *Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л.* Возраст и состав цирконов из мигматитов и полихронная история Беломорской провинции Балтийского щита // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: Springer, 2015. С. 269-271.
5. *Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A.* Archean Kuruvaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // *International Geology Review*. 2015. Vol. 57. N 11-12. P. 1543-1565.
6. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.) // *European Lithosphere Dynamics: Geol. Soc. London. Memoirs*, 32. 2006. P. 579-598.
7. *Guo J.H., Peng P., Chen Y., Jiao S.J., Windley B.F.* UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93-1.92 Ga caused by gabbro-norite intrusions: implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton // *Precam. Res.* 2012. Vol. 222-223. P. 124-142.
8. *Guo J.H., Sun M., Zhai M.G.* Sm-Nd and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-pressure granulites in the Sanggan area, North China Craton: timing of Paleoproterozoic continental collision // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005. Vol. 24. P. 629-642.
9. *Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A., Sorjonen-Ward P.* The Archean Karelia and Belomorian provinces, Fennoscandian shield, in evolution of Archean crust and early life / eds Y. Dilek, H. Furnes // *Modern Approaches in Solid Earth Sciences 7*. Springer Science+Business Media B.V., 2014. P. 55-102.
10. *Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shchipansky A.A., Svetov S.A., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S.* The Archean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) shield. *European lithosphere dynamics* / Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.) // *Geol. Soc. London. Memoirs*, 32. 2006. P. 627-644.

11. *Slabunov A., Guo J., Balagansky V., Zhang L., Zhang D., Shchipansky A., Li X.i, Azimov P.* Long-living Early Precambrian mobile belts formed by superposition of Archean and Paleoproterozoic orogenies (examples from the North China and Fennoscandian Shields) // International workshop on the geology of Northeast Asia and the geophysical character of Asian continental margin. Program and Abstracts. Beijing, China. 2015. P. 25-26.

12. *Zhao G., Cawood P.A., Li S., Wilde S.A., Sun M., Zhang J., He Y., Yin C.* Amalgamation of the North China Craton: Key issues and discussion // Precambrian Research. 2012. Vol. 222–223. P. 55–76.

В.В. Славинский¹

Конвекция в мантии Земли

Крупномасштабный конвективный теплоперенос в мантии Земли является главной движущей силой геологических процессов. Потоки океанической астеносферы от срединно-океанических хребтов до активных и пассивных окраин континентов перемещают литосферные плиты. Потоки астеносферы, охладившиеся под океанами, погружаются под литосферу активных окраин целиком вместе с вышележащей океанической литосферой, а под литосферу пассивных окраин – почти целиком, за исключением их самых нижних слоёв, скорости движения которых меньше или равны скоростям перемещаемых литосферных плит.

Основание океанической астеносферы определяется максимальной глубиной, до которой сохраняется её субгоризонтальное движение (пониженная вязкость), а следовательно, сейсмическая анизотропия, связанная с преимущественной ориентацией удлинённых минералов, в основном оливина. Например, под Тихоокеанской плитой с самой древней корой анизотропия скоростей волн Лява наблюдается до глубины ~200 км [1].

Согласно моделированию [2], погружающаяся океаническая астеносфера проходит сейсмический раздел 660 км. Действительно, охлаждённые потоки астеносферы Атлантики прослеживаются под литосферой ближайших к ней окраин африканских архейских кратонов (Каапваальского, Конго и Западно-Африканского) по повышенным скоро-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

стям P - и S -волн до глубин ~ 800 и ~ 1000 км соответственно [3]. Благодаря этим потокам расстояние между сейсмическими разделами 410 и 660 км под западной окраиной Каапваальского кратона на 20 км больше, чем под его центром (Кимберли) с самой толстой литосферой [4].

Субгоризонтальные возвратные потоки погружившейся океанической астеносферы от континентальных окраин до срединно-океанических хребтов в интервале глубин $\sim 800 < H < \sim 1000$ км образуют „вторую астеносферу“ (рис. 1). „Вторая астеносфера“ нагревается и обогащается несовместимыми компонентами (базальтовыми, летучими и др.) потоками вещества из нижней мантии, а затем всплывает под срединно-океаническими хребтами. Поэтому под Восточно-Тихоокеанским поднятием и Срединно-Атлантическим хребтом сейсмический раздел 660 км поднят на 5–10 км [5]. Граница между верхней и нижней мантией на глубине в среднем ~ 1000 км является химической и, как фазовая граница 660 км, временно задерживает погружающиеся океанические плиты [6] и поднимающиеся мантийные плюмы (Гавайский, Исландский, Зелёного Мыса, Азорский, Маркизский и др.).

По результатам проведённой нами термобарометрии ксенолитов мантийных пород и включений в алмазах тепловой поток из астеносферы через основание литосферы (q_A , мВт/м²) возрастает с толщиной литосферы (H_L , км) архейских кратонов (Каапваальского, Танзанийского, Слейв и Вайоминг): $H_L = 550.5 - 3539/q_A$. Следовательно, под самой толстой континентальной литосферой находятся наиболее горячие, а значит, центральные части потоков, поднимающихся от верхов нижней мантии. Эти восходящие потоки динамически поддерживают континентальную и океаническую литосферу (см. рис. 1) и вызывают выполаживание дна океана при возрастах коры > 70 – 90 млн лет. Образованная ими континентальная астеносфера особенно сильно истощена несовместимыми компонентами, весьма сухая и восстановленная, поскольку за её счёт утолщается по мере охлаждения мантии Земли самая глубокая континентальная литосфера. Например, литосфера центральной части Каапваальского кратона (Кимберли) со времени её образования ~ 4.2 млрд лет назад увеличилась по толщине от 185 км до 270 км (на основе экстраполяции термобарометрических данных).

Если вся нижняя мантия настолько истощена теплогенерирующими изотопами U, Th и K, насколько вещество, поднимающееся от её верхов к основанию континентальной литосферы, то скорость охлаждения этой мантии чрезмерно велика, так как предполагает плавление всей коры в архее. Даже менее истощённая мантия Земли с содержанием теплогенерирующих изотопов как в источнике базальтов срединно-океанических

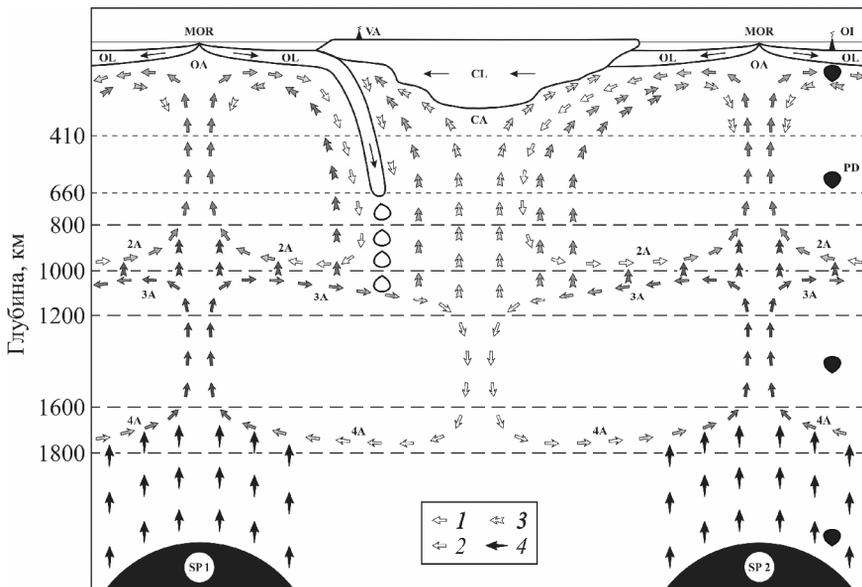


Схема конвекции в мантии Земли. Показаны стрелками: 1 – конвективные ячейки в верхней мантии, 2 – конвективные ячейки в нижней мантии, 3 – потоки вещества из нижней мантии в верхнюю мантию, 4 – потоки вещества суперплюмов. Более тёмный серый цвет стрелок отвечает меньшей степени истощённости вещества несовместимыми компонентами. Обозначения: MOR – срединно-океанический хребт, VA – вулканическая дуга, OI – океанические острова, OL – океаническая литосфера, CL – континентальная литосфера, OA – океаническая астеносфера, CA – континентальная астеносфера, 2А, 3А и 4А – “вторая, третья и четвёртая астеносфера”; PD – мантийный плюмовый диапир; SP 1 и SP 2 – первый и второй суперплюмы (соответственно Тихоокеанский и Африканский в современном суперконтинентальном цикле)

хребтов охлаждалась бы со слишком большой скоростью, в среднем ~ 280 °C/млрд лет [7].

Верхи нижней мантии под континентами приобретают столь истощённый состав после отделения от их исходных пород горячего, менее истощённого вещества в восходящих потоках под срединно-океаническими хребтами и в субгоризонтальных потоках от этих хребтов к континентам на глубинах $\sim 1000 < H < \sim 1200$ км, представляющих собой „третью астеносферу“ (см. рис. 1). На глубине ~ 1200 км погружающаяся океаническая литосфера временно задерживается [6] в связи

с изменением состава мантии [8] и скачкообразным возрастанием её вязкости [9, 10].

Отделение от „третьей астеносферы“ горячих потоков, поднимающихся к основанию континентальной литосферы, охлаждает эту астеносферу и тем самым увеличивает её плотность. После погружения она движется обратно субгоризонтально к срединно-океаническим хребтам в виде „четвёртой астеносферы“ (рис. 1), которой отвечает минимум вязкости на глубине ~1600 км [11]. Резкое возрастание плотности и вязкости пород с глубины ~1800 км [12], препятствующее субдукции океанической литосферы [6], отчасти вызвано быстрым увеличением долей ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в ферропериклазе и Mg-перовските в низкоспиновом состоянии с меньшими, чем в высокоспиновом состоянии, ионными радиусами [13].

Возвратный поток „четвёртой астеносферы“ нагревается и обогащается несовместимыми компонентами потоками наименее истощённого мантийного вещества, поднимающимися от Тихоокеанского и Африканского суперплюмов (рис.1) и подобных им структур меньших размеров у основания мантии: Гавайской [14], Пермской [15], Камчатской [16], Исландской [17] и других [18]. Восходящие потоки „суперплюмового“ вещества поддерживают ячеистую термохимическую конвекцию в нижней, а через неё – и в верхней мантии Земли. Магматизм срединно-океанических хребтов, современная тектоника плит и внутриплитный плюмовый магматизм продолжатся до исчерпания этого вещества.

Литература

1. *Nettles M., Dziewoński A.M.* Radially anisotropic shear velocity structure of the upper mantle globally and beneath North America // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. № B2. P. 1-27.
2. *Liu L., Zhou Q.* Deep recycling of oceanic asthenosphere material during subduction // *Geophys. Res. Lett.* 2015. Vol. 42. № 7. P. 2204-2211.
3. *Houser C., Masters G., Shearer P., Laske G.* Shear and compressional velocity models of the mantle from cluster analysis of long-period waveforms // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 174. № 1. P. 95-212.
4. *Stankiewicz J., Chevrot S., van der Hilst R.D., de Wit M.J.* Crustal thickness, discontinuity depth, and upper mantle structure beneath southern Africa: constraints from body wave conversions // *Phys. Earth Planet. Int.* 2002. Vol. 130. № 3-4. P. 235-251.
5. *Schmerr N., Garnero E.J.* Upper mantle discontinuity topography from thermal and chemical heterogeneity // *Science.* 2007. Vol. 318. № 5850. P. 623-626.

6. *Fukao Y., Obayashi M.* Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity // *J. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. № B11. P. 5920-5938.

7. *Paul D., Swati.* Global surface heat flow and its implications on mantle structure // *J. Applied Geochem.* 2012. Vol. 14. № 4. P. 509-527.

8. *Kennett B.L.N.* Seismological insights into heterogeneity patterns in the mantle / *Sparks S.R.J., Hawkesworth C.J.* (eds.) *The state of the planet: frontiers and challenges in geophysics* // *Geophys. Monogr. Ser.* Washington, D.C., AGU. 2004. Vol. 150. P. 43-57.

9. *Soldati G., Boschi L., Deschamps F., Giardini D.* Inferring radial models of mantle viscosity from gravity (GRACE) data and an evolutionary algorithm // *Phys. Earth Planet. Int.* 2009. Vol. 176. № 1-2. P. 19-32.

10. *Yoshioka S., Naganoda A.* Effects of trench migration on fall of stagnant slabs into the lower mantle // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. Vol. 183. № 1-2. P. 321-329.

11. *Matyska C., Yuen D.A., Wentzcovitch R.M., Čížková H.* The impact of variability in the rheological activation parameters on lower-mantle viscosity stratification and its dynamics // *Phys. Earth Planet. Int.* 2011. Vol. 188. № 1. P. 1-8.

12. *Tosi N., Yuen D.A.* Bent-shaped plumes and horizontal channel flow beneath the 660 km discontinuity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 312. № 3-4. P. 348-359.

13. *Mao Z., Lin J.-F., Liu J., Prakapenka V.B.* Thermal equation of state of lower-mantle ferropericlase across the spin crossover // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. № 23. L23308. P. 1-4.

14. *Zhao D.* Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // *Gondwana Res.* 2009. Vol. 15. № 3-4. P. 297-323.

15. *Lekic V., Cottaar S., Dziewonski A.M., Romanowicz B.* Cluster analysis of global lower mantle tomography: a new class of structure and implications for chemical heterogeneity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 357-358. P. 68-77.

16. *He Y., Wen L., Zheng T.* Seismic evidence for an 850 km thick low-velocity structure in the Earth's lowermost mantle beneath Kamchatka // *Geophys. Res. Lett.* 2014. Vol. 41. № 20. P. 7073-7079.

17. *He Y., Wen L., Capdeville Y., Zhao L.* Seismic evidence for an Iceland thermo-chemical plume in the Earth's lowermost mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 417. P. 19-27.

18. *Burke K., Cannon J.M.* Plume-plate interaction // *Can. J. Earth Sci.* 2014. Vol. 51. № 3. P. 208-221.

Кайнозойские рифтогенные структуры в Северном Приохотье

Вдоль северного побережья Охотского моря от низовий р. Охота до бассейна р. Гижиги и п-ва Тайгонос простирается сравнительно узкая (до 150 км) и протяженная (около 1000 км) область широкого распространения межгорных впадин. Последние, наряду с другими межгорными впадинами, расположенными вдоль охотоморско-колымского водораздела и в бассейне р. Колымы, по данным геологического картирования, были интерпретированы как рифты [1]. Позже в Северном Приохотье была выделена Тауйско-Тайгоноская орогеническая область, резко выделяющаяся высокой контрастностью рельефа от примыкающих с севера горных сооружений. В ее пределах примерно равные площади заняты среднегорными и низкогорными хребтами и массивами и низменными аккумулятивными равнинами [2].

Структурную основу Тауйско-Тайгоносской области составляет ряд крупных рифтогенных впадин (Охотская, Кавинско-Тауйская, Ямская, Гижигинская и др.), которые обрамляются с юга горными сооружениями полуостровов северной части Охотского моря (Лисянского, Кони, Пьягина, Тайгонос и др.), а с севера обособленными горными массивами южного склона Охотско-Колымского водораздела и крупными тектоническими разломами, активизированными в кайнозое: Челомджа-Ямским, Гижигинским, Ланково-Омолонским (рис.). Она состоит из двух разноориентированных участков: Тауйско-Ямского широтного простираения и Гижигинского – северо-восточного направления. К этим участкам примыкают две зоны на дне Охотского моря, где, по геофизическим данным, выделены системы сбросов и грабенных, которые пространственно и морфологически сопрягаются с неотектоническими впадинами на суше [3]. Вместе с последними они образуют дугообразную в плане область кайнозойского рифтогенеза.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что рифтовые впадины в Тауйско-Тайгоносской области формировались в эоцене–олигоцене. Они наложены на структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и отделены от него длительным периодом тектонического покоя, снижения и выравнивания рельефа с образованием кор выветривания [2]. Начальные стадии рифтогенеза выразились в проявлениях базальто-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) Дальневосточного отделения РАН, Магадан, Россия

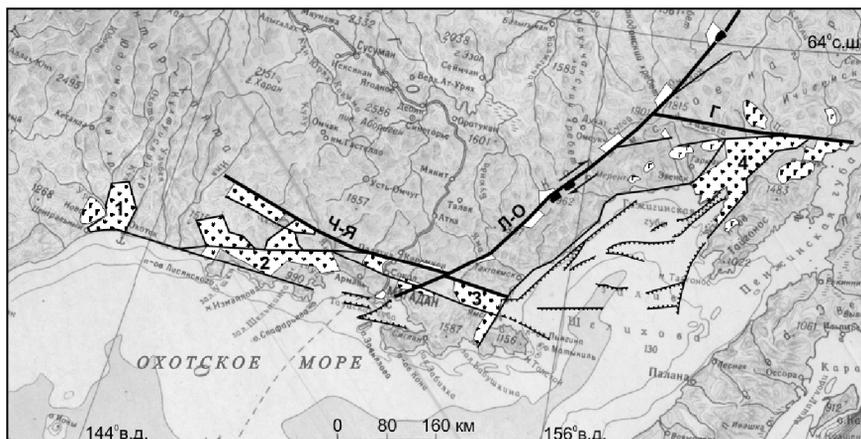


Рис. Тайгиско-Тайгоносская рифтогенная область.

1 – эоцено-олигоценовые рифтогенные впадины: Охотская (1), Кава-Тайгиская (2), Ямская (3), Гижигинская (4); 2 – миоценовые приразломные впадины; 3 – базальтовые покровы эоценового возраста; 4 – проявления щелочно-базитового вулканизма миоценового возраста; 5 – неотектонические разломы: а – главные (Ч-Я – Челомджа-Ямский, Л-О – Ланково-Омолонский, Г – Гижигинский), б – второстепенные; 6 – сбросы и грабены на дне Охотского моря (по Иванову, 1985); 7 – геологические границы

вого вулканизма и в образовании межгорных впадин, в основании которых накапливались толщи конгломератов, которые вверх по разрезу замещались песчаными и алевритовыми угленосными толщами мощностью до 1500–2500 м [1, 3].

По данным геологического картирования, в Гижигинском районе установлено широкое распространение покровов базальтов эоценового возраста большей частью в обрамлении впадин и реже в составе разрезов континентальных отложений [1]. Единичные базальтовые покровы этого возраста установлены на западном фланге Тайгиско-Тайгоносской области, в нижнем течении р. Урак [4]. В Гижигинском районе подавляющая часть базальтовых полей сосредоточена в полосе протяженностью 270 км при ширине до 40 км, которая простирается с юго-запада на северо-восток от побережья Гижигинской губы до побережья Пенжинской губы. Большая часть базальтовых покровов расположена по периферии Гижигинской кайнозойской впадины и частично в ее пределах. Все они четко контролируются разломами широтного и северо-

восточного простирания, которые одновременно ограничивают Гижигинскую кайнозойскую впадину [1].

Базальтовые покровы с несогласием перекрывают все стратифицированные и интрузивные образования, часто залегают на корях выветривания, в том числе по верхнемеловым гранитам. Они представлены в основном оливиновыми, пироксеновыми, анальцимовыми базальтами, в нижней и средней частях разреза присутствуют линзы слабо диагенезированных песчаников, глин, конгломератов и гравелитов. Мощность базальтовых толщ до 800 м. Изотопные (по K-Ar) определения возраста базальтов показали даты 34, 36, 42 млн лет [1].

В течение олигоцена и раннего миоцена в Северном Приохотье сохранилась геодинамическая обстановка растяжения, продолжились углубляться впадины на Охотском побережье. Завершение рифтогенного режима произошло в миоцене, когда в условиях сжатия Тауйско-Тайгоноская область была охвачена малоамплитудными дифференцированными поднятиями. Одновременно активизировались ограничивающие с севера и северо-запада Тауйско-Тайгоносскую зону крупные разломы сдвиговой кинематики субширотного и северо-восточного простирания (Челомджа-Ямский, Ланково-Омолонский, Гижигинский). В связи с этим сформировались небольшие приразломные впадины, заполненные толщами коррелятных континентальных отложений средне-позднемиоценового возраста мощностью до 500 м. К одному из таких разломов приурочены проявления щелочно-базитового вулканизма. В бассейне р. Вилиги в зоне Ланково-Омолонского разлома северо-восточного простирания, являющегося правосторонним сдвигом [5], установлены лавы нефелин-лейцитовых тефритов, слагающие покровы мощностью 40–80 м, а также субвулканические тела и дайки протяженностью до 200 м оливиновых меланефелинитов. Изотопный (по K-Ar) возраст последних составляет 10.7–13.2 млн лет [6].

Таким образом, в развитии Тауйско-Тайгоносской области выделяются 2 этапа:

- 1) эоцен-олигоценый, в течение которого в геодинамической обстановке растяжения были сформированы рифтогенные впадины и покровы базальтов;

- 2) миоценовый, в течение которого в геодинамической обстановке сжатия и глубоких сдвигов возникли приразломные межгорные впадины и проявления щелочнобазитового магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 15-05-05055.

Литература

1. *Корольков В.Г.* Государственная геологическая карта Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-56, Р-56,57. Карта дочетвертичных образований / Ред. М.Л. Гельман. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992.
2. *Смирнов В.Н.* Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии. Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ, 1995. 42 с.
3. *Иванов В.В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1985. 210 с.
4. *Сурмилова Е.П., Корольков В.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-54, 55, О-55. Карта дочетвертичных образований. Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
5. *Смирнов В.Н.* Ланково-Омолонская неотектоническая зона разломов // Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 135-147.
6. *Акинин В.В., Ант Ю.Е.* Позднекайнозойский щелочно-базитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 155-174.

С.Ю. Соколов¹

Сдвиговой фактор тектогенеза в Атлантическом океане и его связь с геодинамическим состоянием верхней мантии и внутриплитными деформациями

Индикатором горизонтального дифференцированного смещения внутри плиты, приводящего к сдвиговым деформациям, может являться различная скорость спрединга на разновозрастных участках вдоль изохрон параллельно САХ. По данным [4] значения скоростей спрединга для сегмента южной Атлантики между 12 и 17° ю.ш. при возрастах от современных до 20 млн лет, полученные по корреляции аномального магнитного поля (АМП), показывают расхождения кинематики соседних спрединговых сегментов, разделенных трансформными разломами, более чем в два раза. В этой ситуации будут происходить сдвиговые деформации не только на активных участках разломов благодаря стан-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

дартному механизму при одинаковой скорости, но и вне их пределов по обе стороны от САХ из-за дополнительной сдвиговой амплитуды, приобретаемой от разницы скоростей. Эта амплитуда по мере удаления от САХ должна затухать или рассеиваться. Для реализации процесса затухания необходимо дополнительное пространство, сопоставимое с размером сдвигового сегмента. Сдвиговые деформации могут охватывать внутриплитные районы, пассивные части трансформных разломов с пространством, прилегающим к ним, и быть выраженными в осадочном чехле.

Рассмотрим компиляцию геофизических атрибутов вдоль САХ между 55° ю.ш. и 80° с.ш., представленную на рисунке. Сопоставление атрибутов проведено с разрезом вариации отношения скоростей продольных и поперечных волн от поверхности до подошвы мантии вдоль САХ (6 на рис. 1), рассчитанным по методике [5]. Этот сейсмический атрибут интерпретируется как показатель тектонической «подвижности» в мантии и его минимумы – зоны пониженной подвижности, обведенные пунктирными областями – соответствуют «холодным» линзам, расположенным преимущественно в диапазоне 400–700 км. Исключение составляет «холодная» линза под Азорским плюмом, которая расположена от 700 до 1000 км. Уровень 5 на рис. 1 отображает плотность разломных зон вдоль САХ, рассчитанные длины которых показаны символами, пропорциональными общей длине разломов. Эта визуализация для наглядности обведена огибающей кривой. Хорошо видны модуляции суммарных длин в виде цепочки максимумов, совпадающих в общих чертах с положением холодных линз под САХ. Это показывает прямую взаимосвязь между присутствием холодных линз в мантии и макротрещиноватостью литосферы. Геодинамическое влияние на степень тектонической раздробленности литосферы и коры формируется термальным состоянием мантии в слое мощностью около 300 км непосредственно над разделом 670 км и сохраняется при удалении от САХ в процессе спрединга. Для зоны САХ это может быть объяснено тем, что в движение литосферных плит может быть вовлечен более мощный (до 400 км) поверхностный слой, повышенное трение подошвы которого в области холодных линз создает условие для образования повышенной макротрещиноватости. В пространстве между линзами мантия менее вязкая и число крупных разломов, а также их длина снижаются.

На уровнях 2 и 3 на рис. 1 приведены значения полускоростей спрединга вдоль изохрон 16 и 4 млн лет соответственно, показанные парами для западного (сплошная линия) и восточного (пунктирная линия) флангов САХ, построенные по данным [1] с фильтрацией интервала от 8° ю.ш. до 15° с.ш. На фоне регулярного увеличения скоростей имеют

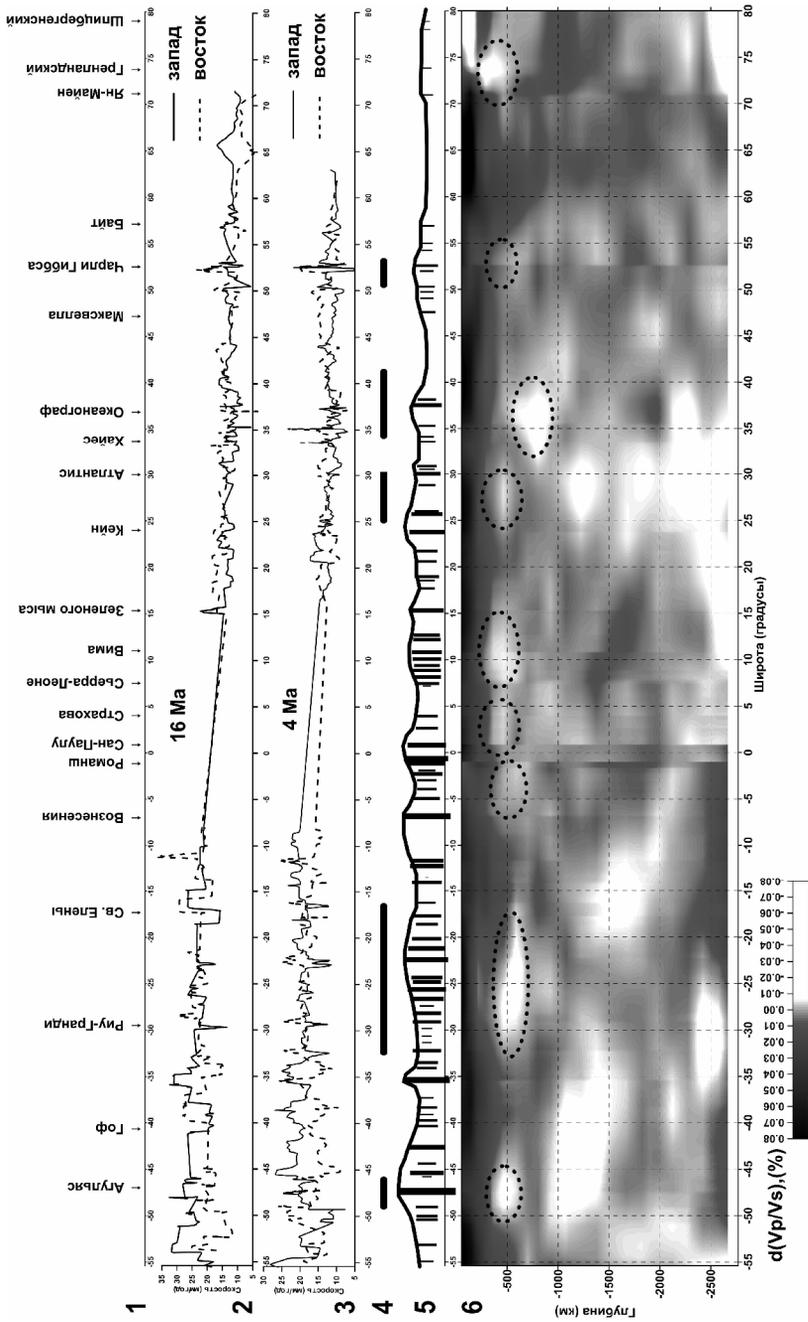


Рис. 1. Компильция геофизических агрибутов вдоль САХ.

1 - положение на оси САХ пересечений с наиболее крупными разломами и их названия; 2, 3 - значения полускоростей спрединга (мм/год) вдоль изохрон 16 и 4 млн лет соответственно, показанные парами для западного (сплошная линия) и восточного (пунктирная линия) флангов САХ, построенные по данным [1] с фильтрацией интервала от 8° ю.ш. до 15° с.ш.; 4 - положение зон с минимальной асимметрией скорости спрединга для районов с достоверной идентификацией динейных магнитных аномалий; 5 - положения пересечений трансформных разломов с САХ с размером символа, линейно пропорциональным общей длине с пассивными частями, и их огибающая; 6 - вариации отношения V_p/V_s , рассчитанные по сейсмографическим данным для Р и S волн [2, 3], пунктирными кругами обозначены холодные аномалии верхней мантии Атлантики под зонами САХ и его флангами

место локальные вариации полускоростей, достигающие 100% вдоль простирания САХ и 250% в разнице между западным и восточным флангами. Хорошо видна асимметрия скоростей на западном и восточном флангах (см. 2, 3 на рис. 1). Эта асимметрия сводится практически к нулевой разнице на некоторых сегментах САХ, положение которых (4 на рис. 1) хорошо совпадает с холодными линзами и максимумами модуляции трансформных разломов. Между линзами асимметрия полускоростей спрединга достигает максимальных значений, причем западный фланг САХ в южном полушарии имеет большие значения, чем восточный. Отметим отрицательную корреляцию максимумов полускоростей на западном фланге и минимумов на восточном. В пределах плиты имеются сегменты с различной кинематикой и преимущественным направлением этого процесса (горизонтальные «клавиши»). То есть, сегменты САХ обладают различными и независимыми друг от друга кинематическими характеристиками, что подтверждает тезис о неоднородной и «нежесткой» структуре плит и о возможности в их пределах независимого движения частей под действием сил объемного типа с горизонтальной компонентой. Эти процессы усилены в областях между холодными подлитосферными линзами и в местах выхода в САХ глубинных аномалий типа «плюм».

Сравнение профилей полускоростей для изохрон 16 и 4 млн лет показывает, что имеются сегменты, где преимущественно западное преобладание увеличенных скоростей претерпело инверсию и на момент изохроны 16 млн лет преобладание было на восточном фланге и наоборот. Инверсии имеют место в пространстве между холодными подлитосферными линзами. Очевидно зоны пониженной вязкости мантии усиливают нестабильность и вариации кинематики преимущественного направления процесса спрединга по сравнению с «холодными» зонами. Не исключена миграция холодных линз в пространстве или их появление (исчезновение).

Как отмечено выше, при неоднородном профиле скорости вдоль сегментов САХ должны возникать сдвиги между блоками, выраженные деформациями в рельефе кровли базальтового слоя и соответственно в покрывающем его осадочном чехле, где он уже сформирован. На распространённых альтиметрических данных отчетливо видны трог трансформных разломов, выраженные протяженными и практически прямыми аномалиями рельефа, между которыми в ряде межразломных сегментов наблюдаются множественные «извилистые» трог аналогичной амплитуды, которые называют дискордантными. Их траектория не может быть объяснена в рамках общего искривления траектории трансформной зоны (flow line) за счет миграции полюса вращения плит. Возможной интерпретацией их происхождения является разница скоростей соседних сегментов, приводящая к сдвиговым смещениям вдоль трансформных. Причем дискордантные образования образуются в сегменте с более медленной скоростью.

Частая смена относительных скоростных режимов в многочисленных сегментах САХ привела к формированию мозаичной картины рельефа океанического субстрата, представленного чередованием участков с насыщением дискордантными нарушениями и их отсутствием. Таким образом, помимо АМП, остаточный рельеф является основой для восстановления детальной кинематической эволюции спредингового субстрата, деформаций осадочного чехла и характера палеонапряжений.

Сформулируем следующие выводы.

1. Геодинамическое влияние на тектоническую раздробленность литосферы и коры формируется подвижным состоянием мантии в слое мощностью около 300 км непосредственно над разделом 670 км. Для зоны САХ это может означать, что в движение литосферных плит вовлечен поверхностный слой мощностью до 400 км, повышенное трение подошвы которого в области холодных линз создает условие для повышенной плотности макротрещиноватости. В пространстве между линзами мантия менее вязкая и число крупных разломов, а также их длина снижаются.

2. Размеры сегментов с локальными вариациями полускоростей сопоставимы с глубинами кровли холодных линз, что говорит о сохранении главной масштабной сопоставимости глубины до мантийных структур с размером поверхностных.

3. Асимметрия полускоростей спрединга сводится практически к нулю на сегментах САХ, которые совпадают с положением холодных линз и максимумами модуляции трансформных разломов. Между линзами асимметрия полускоростей достигает максимальных значений. Отрицательная корреляция максимумов полускоростей на западном и

восточном флангах с устойчивым средним значением вдоль изохрон означает, что суммарное спрединговое наращивание коры остается стабильным вдоль САХ, но его сегменты обладают различными и независимыми друг от друга кинематическими характеристиками. Это подтверждает тезис о неоднородной и нежесткой структуре плит и о возможности независимого движения ее частей под действием сил объемного типа с горизонтальной компонентой.

4. Сравнение профилей полускоростей показывает, что существуют зоны инверсии с западного преобладания увеличенных скоростей на восточное. Указанные инверсии имеют место в пространстве между холодными подлитосферными линзами. Очевидно зоны пониженной вязкости мантии усиливают нестабильность и вариации кинематики преимущественного направления процесса спрединга, по сравнению с холодными зонами.

5. При неоднородном профиле скорости вдоль сегментов САХ возникают сдвиги между блоками, выраженные деформациями в рельефе кровли базальтового слоя и соответственно в осадочном чехле, где он уже сформирован. Эти деформации выражены в остаточном рельефе на длинах волн менее 75 км. Разница скоростей соседних сегментов формирует сдвиговые смещения вдоль трансформных разломов и зоны растяжения под углом 25–45° к сдвиговому разрыву, которые формируют дискордантные образования в сегменте с более медленной скоростью. С тех же позиций скоростной дифференциации, эволюционирующей во времени, объясняется наличие разломов «отшельников». Кроме АМП, остаточный рельеф является основой для восстановления кинематической эволюции спредингового субстрата, деформаций осадочного чехла и характера палеонапряжений. Насыщенность дискордантных нарушений является параметром определяющим зональность литосферы по ее деформациям. Наличие холодных подлитосферных линз и менее вязкой мантии в промежутках между ними активизирует процессы на сегментах САХ и усиливает асимметрию движения.

Работа выполнена в рамках темы «Оценка связи рельефа дна Атлантического и запада Северного Ледовитого океанов, деформаций осадочного чехла, процессов дегазации и опасных геологических явлений с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии» (государственная регистрация № 01201459183), а также при поддержке грантов РФФИ 15-05-05888, 13-05-12076 офи_м, 14-05-00122, программ Президиума РАН I.18П, I.43П, II.3П, и научной школы НШ_5177.2012.5.

Литература

1. Muller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. Vol. 9. N 4. doi:10.1029/2007GC001743
2. Grand S.P., Van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. Vol. 7. P. 1-7.
3. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence of deep mantle circulation from global tomography // *Nature*. 1997. Vol. 386. N 6625. P. 578-584.
4. Мащенко С.П., Литвинов Э.М. Горшков А.Г., Лукашевич И.П. Геофизические критерии выявления региональных обстановок, благоприятных для образования глубоководных полиметаллических сульфидов / Под ред. Грамберга И.С., Строева П.А. // *Глубинное строение и геодинамика литосферы Атлантического и Тихого океанов* М.: Наука, 1992. С. 151-178.
5. Соколов С.Ю. Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей Р и S волн // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2014. № 2 (24). С. 55-67.

Т.М. Сокур¹

Тектоника и особенности вулканизма в отложениях венда на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы

Поздний докембрий представляет собой один из интереснейших этапов геологической истории Земли. С этим периодом связаны события, которые кардинально изменили ход истории. На границе раннего и позднего венда произошла перестройка структурного плана и перераспределение областей осадконакопления. В юго-западной части Восточно-Европейской платформы вследствие расширения областей погружения Вольно-Подольской плиты образовывается новая тектоническая структура – Днестровский перикратонный прогиб. Днестровский перикратон представляет собой юго-восточное звено более протяженной Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий, появление которой связывается с раскрытием и активным развитием смеж-

¹ Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

ной мобильной области в венде – раннем палеозое [9]. Перикратон является структурой позднебайкальского (начальная стадия) и каледонского этапов развития западной окраины Восточно-Европейской платформы. Позднебайкальская эпоха знаменует переход территории на качественно новый (плитный) этап развития. Начало этой эпохи проявилось в структурной перестройке связанной с закладыванием вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы Галицийской геосинклинальной системы. Днестровский перикратон по типу осадочного бассейна относится к предгорному прогибу, по типу осадочных ассоциаций к нескладчатой молассе [2]. С изучением моласс связан ряд георетических и практических проблем. Это проблемы глобальной тектонической периодизации докембрия, стадийности формирования складчатых систем и ряд региональных аспектов тектонического порядка, а также образование специфических рудопроявлений цветных металлов (меди, цинка, свинца, золота, ртути, лития), а также нерудное минеральное сырье (фосфориты, флюорит, строительные материалы). В последнее время докембрийские молассы являются предметом специальных исследований как перспективные районы связанные с нефтегазонасностью [1, 5]. Специфический тектонический режим (чередование относительных поднятий и погружений небольшой амплитуды на фоне устойчивого прогибания) обусловил существование в поздневендскую эпоху разнообразных палеогеографических обстановок и формирование достаточно резко различающихся по фациально-литологическим характеристикам составных частей разреза верхневендских отложений.

К верхневендским образованиям Днестровского перикратона относятся могилев-подольская и каниловская серии. Могилев-подольская серия состоит из трех свит – могилевской (олчедаевские, ломозовские, ямпольские, лядовские слои сложенные гравелитами, грубозернистыми песчаниками, в подчиненном количестве алевролитами, песчанистыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами), ярышевской (бернашевские, бронницкие, зиньковские слои, сложенные грубозернистыми базальными породами, а также вмещающими пелитовыми туфогенными породами) и нагорянской (джуржевские и калюские слои, сложенные грубозернистыми базальными породами) [4]. Каниловская серия объединяет четыре свиты – даниловскую (пилиповские и шebutинецкие слои), жарновскую (кулешовские староушицкие слои), крушановскую (кривчанские, дурняковские слои), студеницкую (поливановские, комаровские слои). В отличие от могилев-подольской серии, эти стратоны сложены более однообразным литологическим комплексом: базальными песчаниками, сверху сменяющимися алевролитами и аргиллитами, которые переслаиваются между собой.

Петрохимические характеристики терригенных пород позволяют расшифровать геодинамический режим формирования осадков. Для этого использовалась диаграмма V.R. Bhatia [10]. Состав пород каждой свиты могилев-подольской серии отражает одна фигуративная точка в поле океанических островодужных комплексов, что может указывать на участие в процессе формирования данных песчаников продуктов разрушения кислых изверженных пород.

Базальные отложения могилев-подольской серии формировались в условиях активного тектонического режима. Большой разброс значений модулей косвенно говорит о быстром поступлении и захоронении в бассейне значительных количеств сравнительно пестрой по петрохимическому составу и свежей кластики, которая ассоциирует с основными и кислыми вулканитами.

Точки средних составов песчаников свит каниловской серии расположены на диаграмме в непосредственной близости друг к другу, в поле активных континентальных окраин, с минимальными значениями для K_2O/Na_2O и относительно высокими значениями для SiO_2 . Это указывает на почти одинаковые геодинамические условия, существовавшие на этой территории на протяжении каниловского времени.

Подобные исследования тектонического режима формирования осадков были проведены Э.З. Гареевым [3] при изучении песчаников ашинской серии венда Южного Урала. Э.З. Гареев отмечает, что формирование верхневендских образований в основном происходило в активном тектоническом режиме. Таким образом, выполненными исследованиями установлено, что терригенные комплексы поздневендского возраста как в пределах западного склона Южного Урала, так и юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратон) формировались в подобных условиях тектонического режима [6].

Для восстановления химического состава исходного вулканогенного материала была применена TAS-диаграмма [11]. Точки, которые отвечают аргиллитам ломозовских слоев, группируются в полях основного и среднего состава (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит), ямпольских слоев – располагаются в полях ультраосновного и основного состава (пикритобазальт, базальт), лядовских слоев – основного и среднего состава (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит, андезит). В бернашевских слоях исходная пирокластика имела средний состав (базальтовый андезит, базальтовый трахиандезит, трахиандезит). В бронницких слоях рядом с эффузивными породами среднего состава преобладающей становится пирокластика кислого состава (дацит и риолит). В зиньковское время фиксируется вулканогенный материал основного и среднего состава (базальт, ба-

зальтовый андезит и андезит) [7, 8]. Джуржевские слои – среднего и кислого состава (базальтовый андезит, андезит, дацит); аргиллиты калюсских слоев – среднего состава (базальтовый андезит, андезит). Для аргиллитов каниловской серии характерно группирование фигуративных точек в полях среднего и кислого состава (андезита и дацита).

Литература

1. *Аплов С.В., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В.* Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна // ДАН. 2004. Т. 396. № 1. С. 71-76.

2. *Беккер Ю.П.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 289 с.

3. *Гареев Э.З.* Петрохимия и эволюция составов терригенных пород как отображение процессов осадконакопления на примере стратотипа ашинской серии венда на Южном Урале // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Сб. науч. тр. Екатеринбург, 1998. 218 с.

4. Геологическая история территории Украины. Докембрий / Рябенко В.А., Коренчук Л.В., Асеева Е.А. и др. Киев: Наук. думка, 1993. 187 с.

5. *Кутинов Ю.Г.* Возможная нефть Мезенской синеклизы. Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь // Материалы Всероссийской конф. с междунар. участием, посв. 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина, 18–22 октября 2010 г. М.: ГЕОС, 2010. 712 с.

6. *Сокур Т.М.* Петрохимическая характеристика и геодинамическая обстановка формирования песчаников верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. 2008. № 1. С. 63-71.

7. *Сокур Т.М.* Петрохимическая диагностика вулканогенных пород верхнего протерозоя юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Сб. научн. работ ИГН НАН Украины. Вып. 5. 2012. С. 91-95.

8. *Сокур Т.М.* Реконструкция условий формирования аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы / Ред. Т.М. Сокур // Тектоника и стратиграфия. 2013. Вып. 40. С. 12-19.

9. *Чебаненко И.И., Вишняков И.Б., Власов Б.И. и др.* Геотектоника Вольно-Подоллии. Киев: Наук. думка, 1990. – 244 с.

10. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611.

11. *Le Maitre R.W.* (ed.), *Streckeisen A., Zanettin B. et al.* Igneous rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2002. 236 p.

Источники кластического материала, геодинамические обстановки накопления, условно верхнепротерозойских метатерригенных отложений северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса

Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс является одной из наиболее сложно построенных геологических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. По существующим представлениям [1 и др.], этот пояс протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья, где он "теряется" в зоне сочленения Аргунского (Аргун-Идермегского) и Буреинско-Цзямусинского супертеррейнов.

Северо-восточный фланг рассматриваемого пояса (Нора-Сухотинский террейн) представляет собой "шовную" зону, возникшую на месте океанического пространства, разделявшего в палеозое Аргунский и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны. Он сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона и нижнего карбона [2 и др.].

В настоящей статье обсуждаются результаты геохимических и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований метатерригенных пород неклинской и дагмарской толщ, которые (согласно [2 и др.]) являются наиболее древними образованиями в строении Нора-Сухотинского террейна.

Неклинская толща (мощность 2000 м) сложена сланцами кварц-полевошпат-биотитовыми, кварц-серицитовыми с редкими прослоями метапесчаников, часто известковистых. Для сланцев характерна blastopсаммитовая структура, известковистость. Дагмарская толща (мощность более 3000 м) сложена метапесчаниками с прослоями серицит-кварцевых и актинолит-хлоритовых сланцев, линзами известняков мраморизованных. Степень метаморфизма пород неклинской и дагмарской толщ отвечает зеленосланцевой фации. Сведения о возрасте обеих толщ отсутствуют. В существующих схемах корреляции геологических комплексов неклинская и дагмарская толщи условно отнесены к верхнему

¹ Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия

протерозою (рифео). Наиболее полные их разрезы представлены в береговых обнажениях р. Селемджа, где и были нами исследованы.

Среди опробованных нами терригенных пород условно рифейских неклинской и дагмарской толщ наиболее часто встречаются мелко-, среднезернистые полимиктовые метапесчаники и кварц-полевошпатовые сланцы. По своему химическому составу исследуемые породы отвечают грауваккам, ваккам, сланцам. Распределение редкоземельных элементов в них имеет умеренно дифференцированный характер ($[La/Yb]_n=6.2-18.0$) при хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.45-0.80$). В целом, в терригенных породах неклинской, дагмарской толщ уровень концентраций большинства литофильных и сидерофильных элементов находится на уровне таковых в верхней континентальной коре; относительный дефицит отмечается лишь для Ta, Nb.

Анализ стандартных дискриминационных диаграмм свидетельствует о том, что в области сноса в период осадконакопления доминировали породы кислого, умеренно кислого и среднего составов, при этом часть образцов дагмарской толщи по своему составу отвечает рециклированным осадкам. Также на основании химического состава осадочных пород можно предполагать, что их накопление происходило в обстановке островных дуг и (или) активной континентальной окраины.

Извлечение циркона из метаосадочных пород неклинской и дагмарской толщ выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов (около 100 зерен из каждого образца) выполнены в Геоаналитической лаборатории Университета штата Вашингтон (США) на ICP масс-спектрометре ELEMENT 2, оснащенной системой лазерной абляции (LA) New Wave YAG 213 nm.

Среди детритовых цирконов (98 зерен), выделенных из полимиктового метапесчаника неклинской толщи (обр. Z-45-4), обнаружено 70 зерен этого минерала с конкордантными оценками возраста. Доминирующими являются цирконы раннепалеозойского (кембрий – ранний ордовик) (530-472 млн лет, 53%) и позднерифейского (930-741 млн лет, 41%) возрастов. Единичные цирконы имеют вендский (568-561 млн лет, 2%), среднерифейский (~1.2 млрд лет, 1%) и раннепротерозойский (~1.7 млрд лет, 1%) возрасты.

Из 111 зерен детритовых цирконов из полимиктового метапесчаника дагмарской толщи (обр. Z-75-10) конкордантные оценки возраста получены только для 77 зерен. Преобладающая часть из них имеет раннепалеозойский (кембрий – средний ордовик) (528-469 млн лет, 85%) возраст. Вендские (554-543 млн лет, 3%), позднерифейские (800-770 млн

лет, 6%), раннепротерозойские (~1.8 млрд лет, 3%; ~2.3 млрд лет, 1%) цирконы представлены единичными зернами.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что метаосадочные породы неклинской и дагмарской толщ имеют, не верхнепротерозойский, как было принято считать ранее, а, соответственно, постраннеордовикский и пост-среднеордовикский возрасты. В то же время, в метапесчаниках неклинской толщи в большом количестве присутствуют позднерифейские цирконы, практически отсутствующие в метапесчаниках дагмарской толщи. Это указывает на то, что эти толщи не могут являться членами единой осадочной последовательности, как предполагалось ранее [2]. Такая картина обычно наблюдается в пределах сложно построенных складчатых поясов, где осадочные комплексы сформированы за счет различных по структуре и возрасту источников. В современном структурном плане эти осадки, по-видимому, представляют собой фрагменты аккреционных комплексов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-35-20062).

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геол. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

А.А. Сорокин¹, А.П. Сорокин¹, А.Б. Котов², В.П. Ковач²

Источники сноса метаосадочных пород Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из наиболее значимых структурных элементов Восточной Азии. По существующим представлениям [1 и др.] он рассматривается в качестве реликта одно-

¹ Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГТД) РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

именного палеоокеана, закрытие которого привело к коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна (композитного массива) Центрально-Азиатского складчатого пояса. При этом присутствие в его пределах офиолитов и массивов гранитоидов (от ордовика до поздней перми) свидетельствует о длительной и сложной истории его формирования.

Разработанные к настоящему времени геодинамические модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса имеют во многом противоречивый характер. Это в первую очередь обусловлено недостатком геохронологических и изотопно-геохимических данных, позволяющих определить граничные условия для их разработки, и в том числе данных об областях и источниках сноса терригенных пород.

В настоящей статье обсуждаются результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород Тукурингрского террейна. Этот террейн вытянут в субширотном направлении почти на 350 км при максимальной ширине 30–35 км между окраинами Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна и является одним из наиболее крупных структурных единиц в строении восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса.

Согласно наиболее подробно разработанным к настоящему времени стратиграфическим схемам разрез метаосадочных и метавулканических пород Тукурингрского террейна представлен в следующем виде (снизу вверх): теплоключевская свита мощностью 1700 м (сланцы кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-актинолитовые, пласты мраморизованных известняков), гармаканской свитой мощностью 2200 м (сланцы кварц-серицитовые, рассланцованные песчаники и алевролиты, пласты эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев), алгаинской свитой мощностью 1500 м (сланцы кварц-хлорит-серицитовые, эпидот-хлорит-актинолитовые, филлитизированные аргиллиты, алевролиты, диабазы). Возраст этих отложений является предметом дискуссий и на различных картах индексируется от верхнего протерозоя до среднего палеозоя.

Для Sm-Nd изотопно-геохимических исследований использованы образцы метаморфических пород алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит, для которых на основе петрографических и петрохимических данных установлено их соответствие кластическим осадочным породам. Как следует из результатов исследований метаосадочные породы алгаинской, гармаканской и теплоключевской свит характеризуются близкими значениями модельных возрастов $t_{Nd(DM)}$ в интервале 1.5–1.1 млрд лет. Эти данные свидетельствуют о том, что в качестве главных источников сноса протолитов метаосадочных пород Туку-

рингрского террейна выступали породы, которые характеризуются в среднем мезопротерозойскими оценками Nd модельных возрастов.

Эти же данные дают определенные основания полагать, что поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило преимущественно со стороны континентальных массивов, объединяемых в составе Амурского супертеррейна. Слагающие их разновозрастные магматические и осадочные комплексы характеризуются мезопротерозойскими значениями Nd модельных возрастов ($t_{Nd(DM)}=1.5-1.0$ млрд лет) [2, 3], тогда как для значительной части магматических и метаморфических комплексов южной окраины Северо-Азиатского супертеррейна оценки Nd-модельных возрастов существенно древнее ($t_{Nd(DM)} = 3.2-2.0$ млрд лет) [4-6].

Здесь следует напомнить, что Nd-изотопно-геохимические характеристики метаосадочных пород Янканского и террейна восточной части Монголо-Охотского пояса отличаются существенно большими вариациями значений Nd модельных возрастов ($t_{Nd(DM)}= 2.2-1.4$) [7], что в совокупности с результатами геохронологических исследований детритовых цирконов [8] позволило сделать вывод о том, что поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило из разных питающих провинций (окраин Северо-Азиатского кратона и континентальных массивов, объединяемых в составе Амурского супертеррейна). Различие в источниках материала для осадочных пород Янканского и Тукурингрского террейнов объясняются, по видимому, редуцированностью геологических комплексов в строении Монголо-Охотского пояса, что отмечалось многими исследователями.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-00941).

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

2. Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 72-84.

3. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (La-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539-550.

4. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Метабазальты брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 3. С. 266-281.

5. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* О возрасте усть-гилюйской толщи станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*. 2012. Т. 444. № 4. С. 402-406.

6. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *ДАН*. 2011. Т. 438. № 3. С. 355-359.

7. *Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б., Ковач В.П.* Области и источники сноса палеозойских метатерригенных пород Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // *ДАН*. 2014. Т. 454. № 6. С. 706-709.

8. *Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б. и др.* Источники детритовых цирконов из терригенных отложений Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // *ДАН*. 2015. Т. 462. № 5. С. 590-594.

А.Н. Стафеев¹

Цикличность геологических процессов в позднем триасе – средней юре Горного Крыма

Стратиграфия фациально сменяющих друг друга относительно мелководной эскиординской и флишевой таврической серий (ладин – нижний байос) показывает, что в рэте – байосе продолжительность седиментационных циклов, в течение которых формировались местные стратиграфические подразделения в ранге свит, составляет 10–12 млн лет, а для позднего триаса – около 30–35 млн лет [5]. Общий палеогеографический анализ курцовской (ладин–норий), салгирской (рэт–синемюр), саблынской (плинсбах – нижний тоар) и лозовской (верхний тоар – нижний байос) выделенных В.И. Славиным [3] и уточненных по новым

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

данным [5] свит свидетельствует о том, что седиментация контролировалась и определялась синхронными тектоническими, геоморфологическими, климатическими, а иногда и магматическими процессами.

Осадконакопление. Седиментационные циклы верхнего триаса – средней юры Горного Крыма начинались с накопления преимущественно глинистых толщ за счет внутрибассейнового переотложения материала и его поступления по обновленным каналам стока из кор выветривания прежних циклов. Глинистые толщии расслаиваются линзами высокозрелых кварцевых песчаников и часто содержат олистостромы [7]. Для начала циклов характерны повышенные содержания или преобладание среди глинистых минералов каолинита. На протяжении второй стадии седиментационных циклов накапливались песчано-глинистые, в целом относительно наиболее грубые толщии. Обломочный материал становится граувакковым, среди глинистых минералов снижается доля каолинита, возрастает количество гидрослюда и хлорита, могут появиться апопепловые глинистые минералы и цеолиты. В конце седиментационных циклов накапливались монотонные маломощные, выдержанные по толщине глинистые отложения. В случае полных разрезов, свиты имеют трехчленное строение и каждая из них может быть разделена, на три подсвиты, отвечающие последовательно, началу, главной фазе и завершающему этапам цикла.

Тектоника. Синхронные тектонические циклы начинались с тектонических событий, в результате которых менялся структурный план – появлялись новые и (или) дифференцировались прежние бассейны и обновлялись или формировались новые пути транспортировки материала с «нанизанными» на них молодыми проточными суббассейнами (мелководно-морскими или аллювиально-озерными). Первая фаза тектонического цикла завершалась быстро по мере уравнивания и фиксации блоков в новом поле напряжений. Самая длительная, зрелая стадия приводила к перераспределению масс поверхностного материала в условиях становления и медленного повышения напряжений в новом структурном плане. Финальная стадия тектонического цикла не имеет четкого разграничения с предшествующей стадией, она протекает в условиях быстрого нарастания напряжений и завершается достижением критических параметров, приводящих к «разрушению» существовавшего структурного плана и началу нового тектонического цикла.

Рельеф. Начало тектонического цикла сопровождается усилением контрастности (расчленения) рельефа на суше и в бассейне (бассейнах) седиментации, бассейны углубляются, развивается локальная регрессия, возрастает роль гравитационных процессов на склонах бассейнов и питающих каналов. В начале геоморфологического цикла, наряду с ак-

тивизацией местных источников сноса, могли быть временно отрезаны пути дальней транспортировки материала, как это произошло в геттанге–синемюре, когда накопление флиша прекратилось по причине «голодания» Южно-Крымского бассейна. Процесс накопления флиша возобновился с началом нового цикла в плинсбахе, когда не только сменилось направление транспортировки материала с северного на северо-восточное, но и зародилась новая крупная речная система – Палеодон [4]. В зрелую стадию геоморфологического цикла происходит медленное выравнивание рельефа на суше, постепенно развивается площадная трансгрессия, она широко распространилась, например, в начале тоара. Цикл может завершиться формированием пенеплена, созреванием полных профилей кор выветривания и «фиксацией» рельефа панцирями кор выветривания, однако, в триасе – средней юре Крыма геоморфологические циклы остались незавершенными (прерванными).

Климат. Климат менялся в условиях быстрого увеличения контрастности рельефа за счет изменения циркуляции водных и воздушных масс. Например, по высокому содержанию в палинокомплексах пыльцы хвойных и существенной роли горных хвойных, на рубеже триаса и юры реконструируется среднегорная система на месте Северо-Крымского поздне триасового прогиба, в это же время происходит смена аридного климата на гумидный. В целом, в течение каждого из климатических циклов умеренный (или теплый) гумидный климат на начальной стадии цикла, сменялся в последующем более теплым и менее влажным (в раннем тоаре переменено-влажным) климатом, позднее продолжала развиваться аридизация климата. Это ярко иллюстрируется высокими содержаниями каолинита в отложениях начала циклов и его практическим исчезновением – в их конце. Эволюция палинофлоры подтверждает эту тенденцию.

Магматизм. В середине или конце некоторых тектонических циклов установлены магматические проявления. Большинство исследователей отмечают вулканы нория [1, 6], однако, многочисленные результаты рентгенофазового анализа глинистых пород норийского возраста не выявили влияния на их состав вулканической деятельности. Известны вулканы среднего лейаса [2]. В.И. Славин [3] предполагает наличие вулканитов в аалене. В целом, магматизм Горного Крыма довольно слабо изучен. Большой интерес представляет вулканизм позднего плинсбаха, который привел к обогащению обломочных пород вулканокластикой, появлению в глинах апопелловых смектита, вермикулита и гейландита, что позволяет рассматривать отложения верхнего плинсбаха в качестве маркирующего горизонта. Вулканические центры с кислым и средним составом вулканитов возникли в конце плинсбаха в зоне севе-

ро-восточных левых сдвигов. Для инициации плинсбахского вулканизма сдвиговых зон в Крыму с начала заложения малых сдвиговых бассейнов (и декомпрессии) потребовалось от 4 до 7 млн лет [4].

Геологические циклы, в которых синхронно и совместно протекают направленные и связанные тектонические, геоморфологические, климатические и магматические явления и события можно трактовать как палеогеографические циклы. Они приводят к формированию местных стратиграфических подразделений – свит, которые, в случае полного профиля, могут разделяться, на 3 подсвиты, иллюстрирующие каждая, последовательно, начальную, зрелую и финальную стадии палеогеографического цикла.

Большая (трехкратная) разница в длительности палеогеографических циклов одного ранга, вероятно, связана с тектоникой. Короткие (прерванные?) циклы, характерные для нижней–средней юры развивались в обстановках растяжения. Локальные фазы деформаций, с которых они начинались и которыми заканчивались, развивались в региональном сдвиговом поле. Длительность ладинско-норийского цикла (30–35 млн лет) приблизительно соответствует региональному тектоническому циклу Штиле и может быть связана с синкомпрессионным прогибанием бассейна. Возможно, «разрушение» бассейнов и питающих их систем в обстановках сжатия происходит через более длительные интервалы времени в силу того, что их «фундамент» обладает большей устойчивостью (прочностью?) в условиях сжатия.

Литература

1. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма // Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
2. Лебединский В.И., Шалимов А.И. О вулканической деятельности нижнеюрского времени в Горном Крыму // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140. № 1. С. 197-200.
3. Славин В.И. Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1982. № 5. С. 68-79.
4. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Плевоч П.Ю., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б., Мороко А.А. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 40-48.
5. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б. Новые данные о геологии Лозовской зоны (верхний триас – средняя юра) Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 21-33.

6. Шалимов А.И. Новые данные по стратиграфии верхнетриасовых и нижне- и среднеюрских образований юго-западной части Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132. № 6. С. 1407-1410.

7. Yutsis V.V., Stafeev A.N., Sukhanova T.V. Paleozoic exotic blocks of the Crimean mountains: stratigraphy and origin // Open Journal of Geology. 2014. Vol. 4. P. 364-372.

В.И. Степаненко¹

Влияние современной геодинамики на элементы рельефа тектонически пассивной территории

Целью выполненного исследования была попытка обнаружить проявления современных (последледниковых) геодинамических процессов в рельефе тектонически пассивной области. Обследованная территория отвечает южной части листа Р-39 (Сыктывкар) и северной части листа О-39 (Киров). Северная часть территории принадлежит бассейну р. Вычегды, южная – бассейну рек Вятки и Камы. Бассейны Вычегды и Вятки-Камы разделены Северными Увалами. Вятка и Кама с севера, запада и востока «охватывают» Верхнекамскую возвышенность.

В палеотектоническом плане территория разнородна. Западная и восточная часть принадлежит соответственно Сысольскому и Вятскому сводам, разделенным долгоживущим Кировско-Кажимским авлакогеном, в котором отмечены современные землетрясения. Северо-восточный «угол» площади отвечает Предтиманскому прогибу; северо-западный – Яренскому, а юго-восточный – Калтасинскому прогибам. В юго-восточной части под четвертичными отложениями выходят породы перми. На остальной части территории развиты мезозойские слабо литифицированные и рыхлые четвертичные осадки. Максимальная суммарная мощность мезо-кайнозойских отложений на отдельных участках достигает 500 м [1, 2].

Методический аппарат включал исследования вертикальной и горизонтальной изрезанности рельефа [4, 5] и ориентировки речной сети [3] с использованием средств геоинформатики. Исходными материалами

¹ Государственное бюджетное учреждение Республики Коми «Территориальный фонд информации по природным ресурсам и охране окружающей среды Республики Коми», отдел Комигеолфонд, Сыктывкар, Россия.

для моделирования были вырезки из цифровой топографической основы (ЦТО) масштаба 1 : 1 000 000. Контрольные исследования на ограниченной территории с использованием цифровой топографической основы масштаба 1 : 200 000 дали статистически однозначные результаты.

Вся территория «разрезалась» на фрагменты, соответствующие листам масштаба 1 : 50 000 (672 листа). Для каждого листа

- определялась величина вертикальной изменчивости, представляющая разницу между крайними значениями горизонталей;
- вычислялся коэффициент горизонтальной изрезанности рельефа, представляющий частное от деления суммарной длины горизонталей на листе к его площади.

Для моделирования ориентировки речной сети линии русел рек в местах перегибов разбивались на отдельные отрезки и трансформировались в прямолинейные сегменты, для которых замерялась протяженность и ориентировка. Сегменты речной сети группировались по интервалам направлений от 1–10° до 80–90° и от 271–280° до 350–360°. Всего 18 интервалов. Длина сегментов суммировалась для каждого листа и каждого интервала на листе. Вычислялось процентное соотношение направлений на листе.

Как и положено для равнины, вариации направлений не контрастны. Здесь для их характеристики введем понятия «изотропной» и «анизотропной» ориентировки. Изотропным является такое распределение, когда по всем направлениям имеется около 5.5% (100% / 18 интервалов) от общего по листу. Анизотропной ориентировкой является такая, при которой какие-либо направления в процентном отношении имеют превышения («сгущение») или снижения («разреженность») к среднему, т.е. значимо больше или меньше 5.5%.

Числовые параметры рельефа присваивались как атрибуты точкам с координатами центров листов. По представленной ими точечной поверхности выполнялся геостатистический анализ территории средствами модуля Geostatistical Analyst в среде ArcMap.

Полагается [4, 5], что районы с относительно повышенными значениями вертикальной изменчивости и коэффициента горизонтальной изрезанности рельефа находятся в состоянии активных вертикальных движений. Таковой является территория, отвечающая Верхнекамской возвышенности и выходу под четвертичными отложениями литифицированных пород палеозоя (перми). Ей же присуща и отчетливая анизотропия ориентировки речной сети со «сгущением» направлений от 350° до 50° относительно направлений 70–90°, 270–320° и 340–350°.

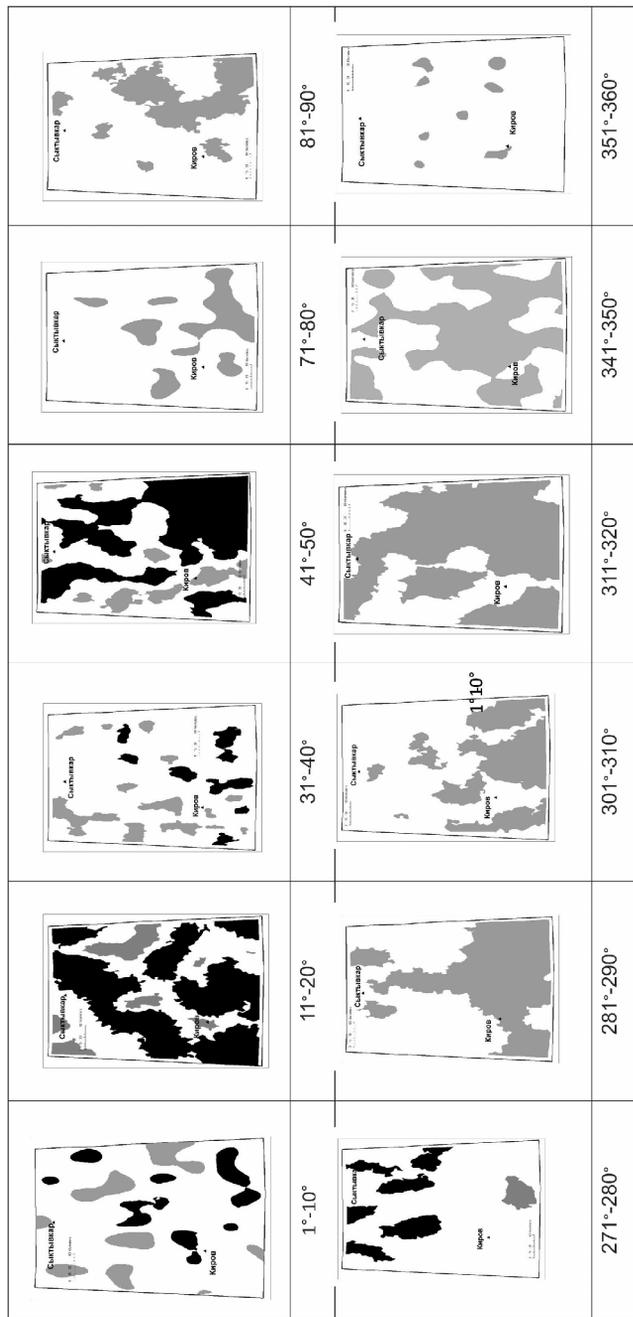


Рис. Схемы размещения участков «сгущения» и «разрежения» сегментов речной сети по направлениям. В интервалах направлений 21-30°, 51-70°, 291-300°, 321-340° ориентировка сегментов «изотропна»

Область Северных Увалов по показателям изрезанности рельефа не обнаруживает признаков современной подвижности.

Два участка с повышенными значениями коэффициента горизонтальной изрезанности не имеют значений высокой вертикальной изменчивости и не проявляют «анизотропии» в ориентировки речной сети. Один из них расположен в междуречьи Пожега и нижнего течения Сысолы. Участок геологически своеобразен. Здесь в толще суглинков вычегодского (московского) горизонта заключено несколько крупных в несколько гектаров по площади отторженцев верхнекаменноугольно-нижнепермских карбонатных пород. Второй участок приурочен к площади, где берет исток р. Сысола и происходит резкий перегиб течения рек Вятки и Камы с север-северо-западного на юго-западное и северо-восточное соответственно.

На территории распространения рыхлых мезо-кайнозойских отложений наблюдаются участки с анизотропной ориентировкой речной сети (рис.). Достаточно отчетливо просматривается соответствие участков «сгущения» участкам «разрежения» с разницей ориентировок в 90° . Обозначились 2 формы этих участков «изолированные» и «линейные». «Изолированные» участки хаотично распределены по территории. «Линейные» зоны обозначились в юго-восточной части территории. Они пересекают Верхнекамскую возвышенность, Северные Увалы и понижение долины р. Вятки.

Допустимо полагать, что участкам «сгущения» отвечают условия растяжения, а участкам «разрежения» – условия сжатия. Полученная картина свидетельствует о том, что эти обстановки в рыхлых толщах реализуются, не наследуя палеоструктурной обстановки, а также неотектоники и не следуя строго влиянию на Восточно-Европейскую платформу, оказываемому альпийским коллизийным поясом с юга и спредингом с северо-запада.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-38, 39 □ Сыктывкар. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 266 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-(38), 39 – Киров. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1999. 331 с.
3. Милашев В.А. Трещиноватость, блоковое строение платформенного чехла и локализация диатрем. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. 145 с.

4. Гольбрайх И.Г., Забалуев В.В., Ласточкин А.В., Миркин Г.Р., Рейнин И.В. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтьгазоносных областей. Л.: Недра, 1968. 152 с.

5. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

Е.Б. Суворова, Н.В. Устинов¹

Палеотектонические реконструкции триасовой истории развития Восточно-Баренцевского шельфа

Триасовые отложения Восточно-Баренцевского шельфа (ВБШ) традиционно рассматриваются в составе единой пермо-триасовой толщи, т.к. именно с конца ранней перми в изучаемом бассейне произошла резкая смена геодинамического режима [2] и переход от карбонатного типа седиментации к терригенному. В данной публикации триасовые породы рассмотрены отдельно от пермских. Показаны их отличия в палеоструктурных планах. Палеореконструкции выполнены методом мощностей [5]. Для удобства описания палеоструктурным элементам были даны названия.

Триасовые отложения формировались на поверхности пермской терригенной осадочной толщи, для подошвы которой была построена палеоструктурная схема на начало триасового времени (рис. 1). На схеме выделяются несколько основных структур (см. рис. 1): Южно-Новоземельская и Северо-Баренцевская впадины, разделенные Ферсмановско-Лудловским порогом и отчасти поднятием Адмиралтейства, Александровское поднятие и Вильчевская впадина. Вильчевская впадина была относительно неглубокой (мощность отложений в ней составляла около 0.7 км) и открывалась с севера, северо-востока в океан.

Северо-Баренцевская впадина имела замкнутые очертания и простирается очень близкое к субмеридиональному. Южно-Новоземельская впадина, напротив, имела сложную морфологию, субширотное простираение и «открывалась» в сторону Новой Земли. Эту особенность в расположении впадины, но для палеоповерхности рельефа по кровле нижнепермских карбонатов, отмечали авторы [2]. Адмиралтейское подня-

¹ ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург

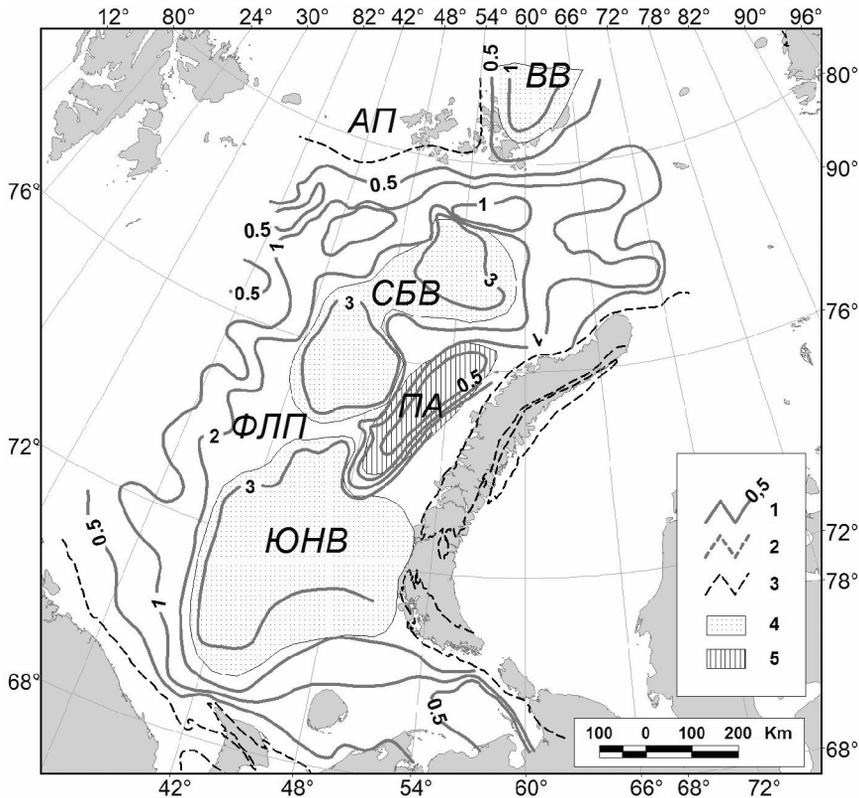


Рис. 1. Палеоструктурная схема подошвы пермских терригенных отложений к началу триасового времени.

1 – изопахты отложений, км; 2 – предполагаемые изопахты; 3 – границы современного распространения отложений; 4 – области палеовпадин; 5 – области палеоподнятий. ВВ – Вильчеховская впадина, АП – Александровское поднятие, СБВ – Северо-Баренцевская впадина, ФЛП – Ферсмановско-Лудловский порог, ПА – Поднятие Адмиралтейства, ЮНВ – Южно-Новоземельская впадина

тие, существовавшее в пермское время, вероятно, было унаследовано с предыдущих эпох осадконакопления.

В целом на палеоструктурном плане подошвы пермской терригенной толщи к началу триасового времени отмечаются различия в простирации палеоструктур южной и северной части ВБШ. Условно отнесенные к «южным» структуры – Южно-Новоземельская впадина, Ферсмановско-Лудловский порог – имеют субширотное простираие, а

отнесенные к «северным» структуры – Северо-Баренцевская впадина и поднятие Адмиралтейства – субмеридиональное простирание.

По данным полевых исследований [3], к началу поздней перми план фациальной зональности, сохранявшийся со среднего палеозоя, резко сменился с субмеридионального на субширотный, что связано с изменением областей сноса – терригенный материал поступал с юга и юго-востока, где располагался Палеоуральский ороген. Пермские терригенные отложения на арх. Новая Земля и прилегающем шельфе формировались в условиях лавинной седиментации и представлены мощной регрессивной серией осадков проградационной призмы, стремительно заполнявших глубоководный бассейн и продвигавшейся в северном и северо-западном направлении. В позднем палеозое в районе о. Северного арх. Новая Земля условия накопления отложений на западе были мелководными шельфовыми, на востоке – предельно-мелководными и прибрежно-морскими, а южная его периферия представляла собой эродируемую сушу [3].

Предтриасовый перерыв субазрального характера [1] зафиксирован и в скважинах Печорского шельфа, который в начале раннетриасового времени представлял собой денудационную равнину с отдельными грядами-горстами, осадконакопление здесь началось со второй половины индского века. В прогнутых частях ВБШ предполагается постепенная смена верхнепермских отложений нижнетриасовыми, как это установлено в разрезах обнажений западного побережья арх. Новая Земля [3].

Согласно палеоструктурной схеме подошвы триасовых отложений к началу юрского времени (рис. 2), в течение триасового периода на ВБШ существовал крупнейший отрицательный элемент субмеридионального простирания, с северо-востока открывавшийся в океан, названный нами Баренцевская мегавпадина. В ее состав входили Северо- и Южно-Баренцевские впадины, разделенные Центрально-Баренцевской седловиной. Северо-Баренцевская впадина была глубже Южно-Баренцевской, мощность отложений в ней составляла 8.5 км.

При рассмотрении палеоструктурных схем для нижне-, средне- и верхнетриасовых отложений, построенных к началу среднетриасового, поздне-триасового и юрского времени соответственно, было установлено, что Баренцевская мегавпадина образовалась в раннетриасовое время. Даже поднятие Адмиралтейства было практически полностью «погребено» под нижнетриасовыми отложениями (мощность которых на этой структуре составила 3 км), и оно преобразовалось в бортовую часть мегавпадины.

В среднетриасовое время на палеоструктурном плане отмечается четкое деление Баренцевской мегавпадины на две: Южно- и Северо-

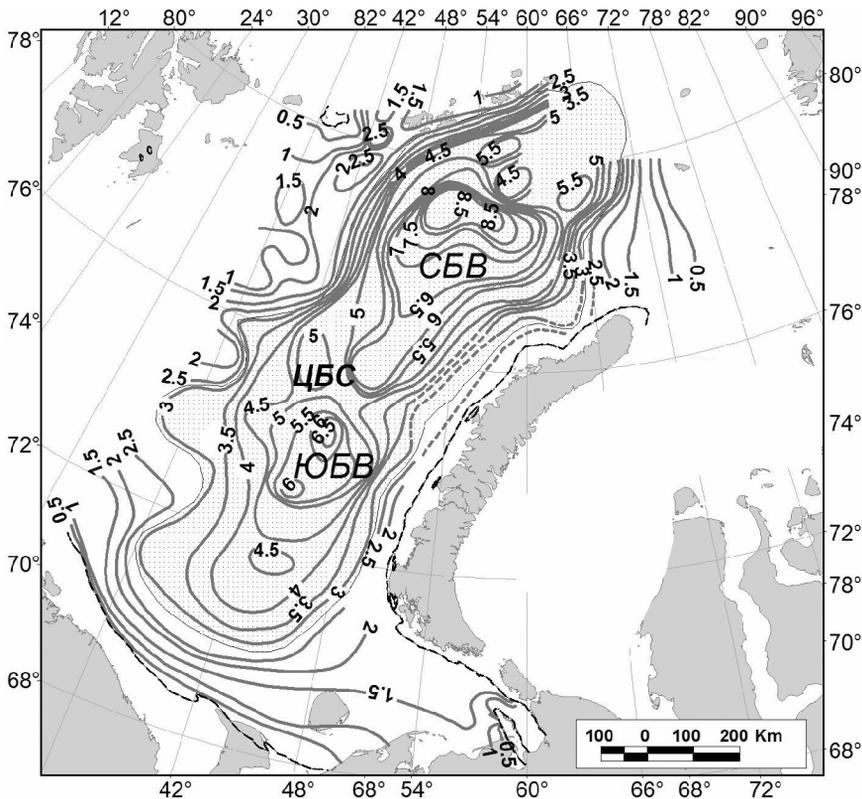


Рис. 2. Палеоструктурная схема подошвы триасовых отложений к началу юрского времени.

ЮБВ – Южно-Баренцевская впадина, СБВ – Северо-Баренцевская впадина, ЦБС – Центрально-Баренцевская седловина. Условные обозначения см. рис. 1

Баренцевскую. Северо-Баренцевская впадина с северо-востока открывалась в океан, мощность отложений в ней составляла 2 км, что практически в два раза превышало мощность пород в Южно-Баренцевской впадине (1–1.2 км), которая в свою очередь имела замкнутые очертания. Простираение впадин было несколько различным: Южно-Баренцевская имела меридиональное, а Северо-Баренцевская – субмеридиональное. В Северо-Баренцевской впадине вновь начинает проявляться Вильчевская впадина, сместившаяся теперь к востоку. Проступают очертания впадины Святой Анны. Поднятие Адмиралтейства возобновилось как положительная структура, что было связано с действием структур-

ных деформаций по обрамлению ВБШ в начале анизийского века. Так, на поднятии Адмиралтейства (скв.1-Крестовая) анизийские отложения имеют сокращенную мощность 115 м [4], а на арх. Земля Франца-Иосифа (скв. 1-Нагурская) анизийская толща мощностью всего 37 м с размывом перекрывает оленекские породы [7].

В позднем триасе основные изменения происходили в северной части бассейна. Северо-Баренцевская впадина уменьшилась по площади, приобрела почти меридиональное простирание и стала замкнутой. Обособились Вильчековская впадина и впадина Святой Анны, которые имели одинаковое простирание – субмеридиональное. Самая северная из впадин – Вильчековская с северо-востока открывалась в океан. По-видимому, в середине триасового времени сменился доминирующий источник сноса – преобладающим стало древнее поднятие севернее арх. ЗФИ, существовавшее, как считают исследователи, [6] в то время.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы. В пермское время ориентировка крупных структур южной части имела субширотное простирание, а структур северной части – субмеридиональное. В триасовое же время преобладающим направлением простирания всех элементов было – субмеридиональное. Начиная со средне-триасового времени основные изменения в структурном плане палеобассейна происходили в северной его части, что, скорее всего, обусловлено сменой в это время преобладающих источников сноса осадочного материала, с южных и юго-западных на северные и северо-восточные.

Литература

1. Басов В.А., Пчелина Т.М., Василенко Л.В., Корчинская М.В., Фефилова Л.А. Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 35–48.
2. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Шипелькевич Ю.В. Штокмановско-Лунинская мегаседловина – высокоперспективный тип структур Баренцево-Карской плиты // Геология и нефти и газа. 2001. № 1. С. 10–16.
3. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / Под науч. ред. Ю.Е. Погребницкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с.
4. Пчелина Т.М., Преображенская Э.Н., Устинов Н.В. Стратиграфия мезозойских отложений Адмиралтейского мегавала (Баренцевский шельф) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. Вып. 8. С. 65–74.
5. Суворова Е.Б., Устинов Н.В. Мезозойская эволюция Баренцево-Карского региона // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. Вып. 8. С. 45–56.

6. Супруненко О.И., Устрицкий В.И., Зуйкова О.Н., Павлов С.П., Рослов Ю.В., Винокуров И.Ю. Геолого-геофизическое районирование Баренцево-Карского шельфа по данным сейсморазведки // Геологи нефти и газа. 2009. № 4. С. 17–25.

7. Dyrvik H., Sokolov A., Pcelina T., Fjellsa B., Baerke T., Korchinskaya M., Nagy J. The Triassic succession of Franz Josef Land, stratigraphy and sedimentology of three wells from Alexandra, Hayes and Graham Bell Islands // Geological aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barents sea. Oslo: Norsk Polarinstittutt, 1988. P. 50–82.

Т.В. Суханова, Н.В. Макарова, Н.А. Гордеев, И.В. Бондарь¹

Новейшая тектоника Оленек-Келимярского междуречья (северо-восток Сибирской платформы)

В тектоническом отношении исследуемый район находится на северо-востоке Сибирской платформы. Он приурочен к трем платформенным структурам – древнему Оленекскому выступу фундамента, граничащему с мезозойскими прогибами: на севере – Лено-Анабарским, а на востоке – Предверхоянским [2, 3]. Еще севернее, предположительно, выделяется громадное мезозойское Усть-Ленское поднятие, в настоящее время эродированное и находящееся под уровнем моря. Глубинная структура поднятий и прогибов отражается в геофизических полях [4]. Поверхность фундамента погружается с юго-запада на северо-восток с 2.6 км на Оленекском поднятии до 4.5 км в Лено-Анабарском прогибе.

В новейшее время произошла перестройка структурного плана. Древнее Оленекское поднятие после продолжительного платформенного этапа, прерываемого вспышками магматизма, было унаследовано новейшим одноименным сводом, а на месте прогибов образовались на севере Келимярский прогиб, а на востоке – поднятие кряжа Чекановского. По Р.О. Галабале и др. [1] эта территория является Принижленским поднятием.

Оленекский свод (ОС) (рис.) в центральной части сложен верхнепротерозойскими породами, смятыми в складки и перекрытыми полого моноклинально залегающими кембрийскими отложениями. Здесь на высо-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

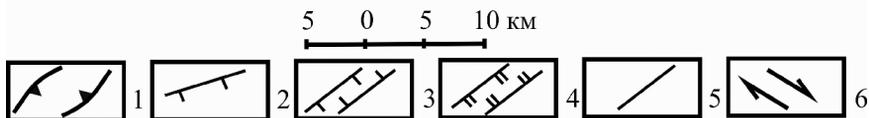
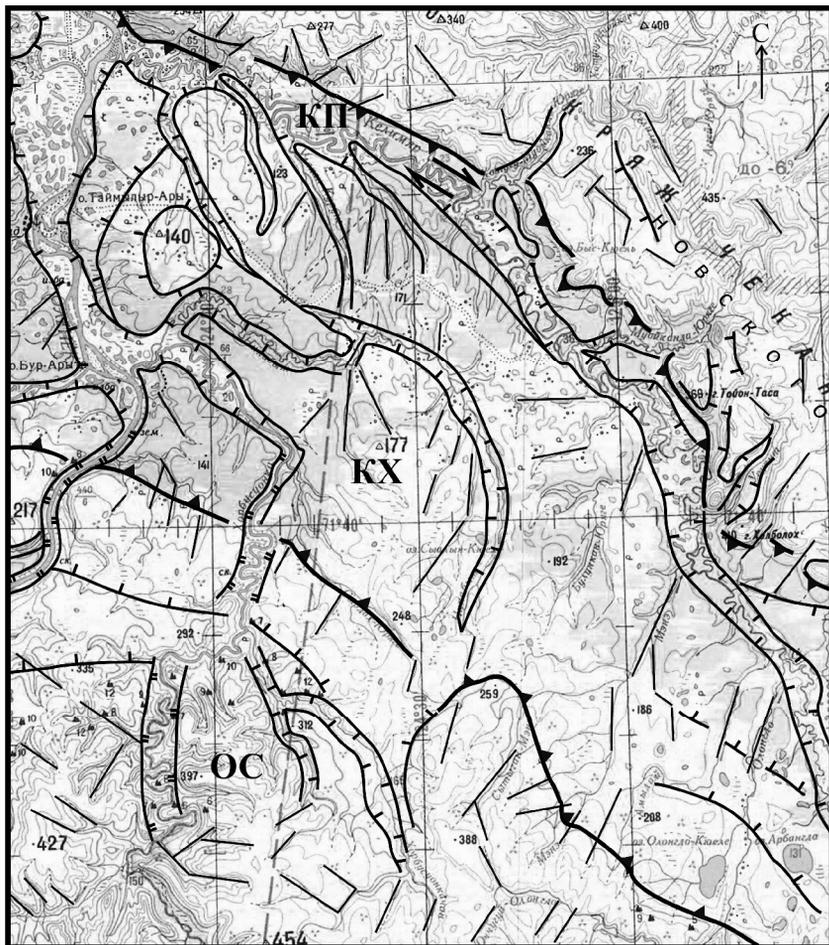


Рис. Новейшая структура Оленок-Келимярского междуречья
 1 - границы новейшего Келимярского прогиба; 2 - разновысотные и разновозрастные ступени рельефа на Оленокском своде и Келимяр-Хорбусуонкском поднятии; 3 - локальные прогибы; 4 - антецедентные участки долин; 5 - линейменты; 6 - направления действия сдвиговых напряжений. Буквенные обозначения: ОС – Оленокский свод (его северная часть), КХ – Келимяр-Хорбусуонкское поднятие, КП – современный Келимярский прогиб

тах 350–400 м и более сохранились фрагменты древней донеогеновой поверхности выравнивания. Северное крыло поднятия с большим стратиграфическим перерывом перекрыто пермскими осадочными отложениями, моноклинално наклонными на северо-запад, север и северо-восток. Общая радиально-концентрическая структура новейшего поднятия и блоковое его строение подчеркивается оконтуривающими его последовательно снижающимися ступенями рельефа, возраст которых – от раннего миоцена до эоплейстоцена. Древние разрывы, являющиеся сбросами, вертикальными или крутопадающими, проявлены многочисленными линеаментами. О продолжающемся современном поднятии свода свидетельствуют глубоко врезаемые долины р. Оленек, меандры р. Хорбусуонка и других рек. Почти в центральной части поднятия выделяется Хорбусуонкское алмазоносное поле, образовавшееся на рубеже средней и поздней юры, приуроченное к «сгущению» в основном диагональных линеаментов.

Поднятие кряжа Чекановского протягивается с северо-запада на юго-восток. Его абсолютная высота изменяется от 200 до 500 м. Оно асимметричное. Западный его склон короткий, круто обрывающийся к долине р. Келимяр, сложен полого падающими к востоку юрскими отложениями. Сводовая часть поднятия и восточный его склон длинный и пологий, круто обрывающийся к долине р. Лена, сложены так же залегающими нижнемеловыми отложениями. На поднятии сохранились фрагменты древней позднемеловой–эоценовой поверхности выравнивания, наклонные в основном к востоку и северо-востоку. В целом кряж Чекановского представляет собой новейший горст. Блоковое его строение подчеркивается разновысотными ступенями, ограниченными линеаментами преимущественно диагонального простираения, а также широким развитием куэстового рельефа.

Келимярский прогиб разделяет Оленекское поднятие и кряж Чекановского. Его простираение изменяется с северо-западного на большей части протяжения долины р. Келимяр до меридионального на востоке. В этом же направлении сокращается его общая ширина с 35 до 15 км. Прогиб выполнен триасовыми, юрскими, неогеновыми и четвертичными отложениями. Он асимметричен: юго-западное крыло, прилежащее к Оленекскому своду, более пологое, а северо-восточное, граничащее с кряжем Чекановского, крутое. Прогиб возник лишь в плиоцене, когда к его центральной части была приурочена долина реки, предположительно считающейся Ленской, и аллювиальные отложения которой фрагментарно сохранились на высоких водоразделах (табачинская свита). С плиоцен-четвертичного времени прогиб испытывает поднятие, вследствие чего в настоящее время большую его часть занимает молодое Ке-

лимяр-Хорбусуонкское поднятие, а собственно ось современного прогиба или зона относительного опускания смещена к северо-востоку к кряжу Чекановского. Здесь, по геофизическим данным, выделен разлом [4].

Келимяр-Хорбусуонкское поднятие (КХ) занимает все междуречье между одноименными долинами. Триасовые отложения, включающие булунканскую свиту рэтского яруса, которая, по данным С.А. Граханова и др. [4], являлась основным источником россыпей алмазов в современном аллювии, а так же юрские отложения, полого падающие на север и северо-восток, перекрыты четвертичными, а местами плиоценовыми отложениями или табачинской свитой. Поднятие состоит из локальных продольных северо-западного простирания поднятий, развивающихся стадийно, что отражено в ступенчатости их склонов. Возраст последних имеет значение при определении времени разрушения содержащих алмазы отложений. В плане эти поднятия образуют несколько тесно сближенных кулис, разделенных узкими эрозионно-тектоническими прогибами. Самое южное поднятие выделяется в междуречье Никабыт-Хорбусуонка, севернее выделяется Келимяр-Никабытское поднятие, состоящее, в свою очередь, из нескольких менее крупных кулисообразных поднятий. Абсолютная высота поднятий снижается с юга на север и к северо-западу к устьевой части долины Келимяр со 190 до 100 м. Все поднятия antecedентно прорезаны небольшими притоками рек Келимяр, Никабыт и Хорбусуонка.

Современный Келимярский прогиб (КП), к которому приурочена одноименная долина реки, протягивается в северо-западном направлении. Он сложен позднеплейстоцен-голоценовым аллювием, слагающим пойму и низкие террасы р. Келимяр и его притоков. Русло реки прижато к правому берегу. В рисунке меандр отражается влияние молодых поднятий. Падение русла довольно крутое и составляет 0,8 м/км. Вдоль северного склона прогиба протягивается параллельно ему небольшое поднятие – Северо-Келимярское (СК), затухающее на северо-западе. Небольшие ручьи пересекают его antecedентно. От склона поднятия Чекановского оно отделяется эрозионным понижением, возможно, приуроченным к зоне упомянутого выше разлома.

В целом весь новейший Келимярский прогиб вырождается из-за того, что расширяющийся Оленекский свод оттесняет его к северу к подножию кряжа Чекановского. Кулисообразно расположенные поднятия в южной и центральной частях прогиба, свидетельствует о том, что они развиваются в условиях правосдвиговых напряжений.

Литература

1. Галабала О.Р., Колобова Н.И., Леонов Б.Н. Неотектоника северо-восточной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971. С. 118-129.
2. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Нижне-Ленская серия. Лист R-51-V, VI. Объяснительная записка. М.: Недра, 1965. 49 с.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Анабарская. Лист R-51-IX, X. Объяснительная записка. Составитель Н.И. Гогина. М.: Недра, 1975. 89 с.
4. Граханов С.А., Маланин Ю.А., Павлов В.И. и др. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 160-170.

**Ал.В. Тевелев¹, Арк.В. Тевелев¹, И.А. Прудников¹,
А.О. Хотылев¹, В.А. Федорчук¹**

Мезоструктуры позднепалеозойских комплексов Уфимского амфитеатра

Уфимский амфитеатр является одним из структурных элементов Предуральского краевого прогиба, который состоит из нескольких впадин, разделенных поперечными поднятиями. К востоку от Юрюзано-Сылвенской впадины, приходящейся примерно на границу Южного и Среднего Урала, располагается дугообразное поднятие, ориентированное выпуклостью на восток – Уфимский амфитеатр. В его строении принимают участие толщи от московского яруса среднего карбона до артинского яруса нижней перми. Более высокие части разреза Предуральского краевого прогиба здесь денудированы.

Разрез Уфимского амфитеатра чрезвычайно разнообразен фациально: здесь чередуются мощные толщи флиша, переходящие в пачки конгломератов (от валунных до мелкогалечных), и сопровождающиеся горизонтами олистостром. Олистолиты нижнекаменноугольных известняков достигают размеров до нескольких тысяч куб. м. На некоторых уровнях флиш расслоен толщами известняков. На западе Уфимского амфитеатра существенную роль начинает играть карбонатный флиш.

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Породы Предуральского прогиба собраны в крупные субмеридиональные складки с небольшими (100–200 м) амплитудами. При этом структура Уфимского амфитеатра, как, впрочем, и всего краевого прогиба, резко асимметрична и обладает отчетливой западной вергентностью. Вергентность выражена общим наклоном осевых поверхностей наклонных и опрокинутых (до лежачих) складок и большей части разрывных нарушений, преимущественно взбросов и надвигов, часто с существенной сдвиговой компонентой. Большая часть надвиговых структур в Предуральском прогибе выявлена и изучена с помощью бурения, чему посвящены многочисленные работы [1–3 и др.]. Вместе с тем, мезоструктурные элементы, сопровождающие зоны надвигов (и не только надвигов), пока изучены слабо, хотя именно они дают максимум информации о характере разрывных нарушений и их кинематике.

Приведенный ниже материал собран при проведении работ по геологическому доизучению (подготовка к изданию Гостгеолкарты-200) широкой полосы восточных выходов верхнепалеозойских толщ Уфимского амфитеатра в Белокатайском районе (от широты г. Нязепетровска на северо-востоке до д. Ахуново на юго-западе). Мезоструктуры изучались, как в естественных обнажениях, так и в карьерах по добыче строительного камня и дорожных врезках. Объекты выбирались таким образом, чтобы охарактеризовать и висячие, и лежачие крылья разрывов, с которыми связаны различные мезоструктурные элементы.

Особое внимание привлекает зона Карантравского разрыва, который представляет собой северный сегмент протяженного Тугузлинско-Карантравского взброса, часто переходящего в надвиг. Верхнепалеозойские толщи сильно дислоцированы и в лежачем, и в висячем его крыльях. В висячем крыле взброса породы разных свит, как правило, стоят на головах, а местами имеют и опрокинутое залегание, которое отвечает крутым крыльям локальных наклонных и опрокинутых складок западной вергентности.

В 1.5 км восточнее дер. Курга (вблизи северного отрезка Карантравского разрыва, висячее крыло) карьером вскрыт контакт слоистых известняков ахуновской свиты нижней перми с перекрывающим их флишем шариповской свиты. Известняки залегают вертикально, а в зоне контакта круто (около 80°) падают на восток, под шариповскую свиту, то есть залегают перевернуто. Восточнее они приобретают уже западное падение, также крутое.

Вместе с тем, на западной окраине дер. Курга другим карьером вскрыт контакт ахуновской свиты с подстилающей ее чигишанской свитой верхов карбона – низов перми, представленной здесь песчани-

стыми известняками, которые чередуются с алевролитами и аргиллитами. Вверх по разрезу мощность карбонатных слоёв увеличивается с постепенным переходом в толщу серых, афанитовых известняков, относящихся уже к ахуновской свите. Породы залегают полого (АзПд 170° угол 10°), но иногда смяты в широкие складки размером в первые метры. Шарниры складок полого (около 15°) погружаются на север.

В районе пос. Ункурда (вблизи центрального отрезка Карантравского разрыва, висячее крыло) карьером вскрыт флиш малоикской свиты московского яруса – сопряженные опрокинутые складки западной вергентности. Крылья складок падают на восток: общее крыло с нормальным залеганием пластов – полого (30°), а перевернутые крылья – круто (75°). Таким образом, осевые поверхности складок падают на восток под углом 50–55°.

Ряд сложных структур вскрыт карьером у дер. Калиновка. В южной стенке карьера фиксируется опрокинутая складка западной вергентности, которая также сложена флишем малоикской свиты. Восточное крыло складки падает на восток полого (оно почти горизонтальное), а западное (перевернутое) – круто (около 70°). Замок у складки острый, а часть наиболее компетентных пластов (песчаников среди алевролитов) не изогнута, а изломана, то есть эта структура сочетает в себе черты шевронных складок и складок изгиба. В восточной стенке карьера обнажена сложная структура флиша, сложенного здесь преимущественно алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями песчаников, главным образом, мелкозернистых. Визуально структура делится на три блока:

1. Верхний блок (пластина надвига, аллохтон) сложен полого, почти горизонтально лежащими породами в нормальной последовательности. В нижней части блок сложен тонкозернистыми алевролитами, интенсивно дислоцированными, вмещающими отдельные будины известняков размером 40×7 см. В северной части блока будины расположены горизонтально, а в южной части – повернуты вертикально, конформно слоям, смятым в складку, явно принадвигового типа.

2. Средний блок представлен зоной интенсивного расланцевания мощностью около 40 см. Сланцеватость падает преимущественно полого на восток, но неустойчиво, иногда угол составляет 45–50°. Местами сланцеватость смята в мелкие складки волочения с пологими осевыми поверхностями.

3. Нижний блок (автохтон) по составу аналогичен верхнему, и породы залегают полого наклонно, смяты в довольно крупные лежащие складки с юго-западной вергентностью. Замки складок осложнены се-

рией мелких флексур. Южнее наблюдается попутная флексура амплитудой около 30 см. Смыкающее крыло падает на юго-запад (АзПд 240° угол 50°), при этом нижнее крыло наклонено чуть больше, чем верхнее. По всему обнажению наблюдаются две системы кливажа:

- 1 – кливаж более тонкий, падающий на ЮВ 140° под углом 60°;
- 2 – грубый вертикальный кливаж с АзПр 340°.

В западной стенке карьера вскрыт разрез той же толщи, смятой в складки. С запада на восток слои, падающие на восток, постепенно становятся все более крутыми (от АзПд 80° угол 15° до АзПд 60° угол 45°), а затем, за разрывом выполаживаются от почти вертикальных до наклонных перевернутых (АзПд 210° угол 42°).

Вместе с тем, на удалении от Карантравского взброса тот же чигишанский флиш смят не так интенсивно, хотя общее асимметричное с западной вергентностью строение складок все-таки присуще всем элементам структуры. В дорожной врезке в 2 км юго-восточнее дер. Ураковка вскрыт чигишанский флиш, смятый в асимметричные складки явно привзбросового типа с пологими юго-восточными крыльями и крутыми – северо-западными. Складки осложнены серией мелких взбросов и еще более мелких асимметричных складок волочения. Нижний контакт ахуновской свиты вскрыт карьером в 6 км северо-восточнее дер. Старобелокатай. Здесь на чигишанском флише, который представлен частым чередованием песчаников и алевролитов (падение на восток 30°), залегают известняки ахуновской свиты. Мезоструктурных складок тут нет.

Несколько южнее дер. Карантрав (вблизи южного отрезка Карантравского разрыва, висячее крыло) карьером вскрыт флиш верхнекаменноугольной васелгинской свиты. Породы стоят на головах. Вместе с тем, на удалении от Карантравского взброса, залегание тех же самых толщ спокойное, пологое. Так, например, в самой деревне Карантрав флиш васелгинской свиты залегает полого (20–30°).

В лежачем крыле Карантравского разрыва флишевые толщи бывают еще более дислоцированными, вероятно, за счет их раздавливания надвинутым с востока висячим крылом. Так, в 2 км севернее пос. Калиновка в карьере вскрыт дикий флиш чигишанской свиты, интенсивнейшим образом дислоцированный, местами превращенный в тектонический меланж. Матриком меланжа являются перетертые алевролиты чигишанского флиша, а песчаники погружены в матрикс в виде обрывков отдельных слоев и фрагментов складок. При этом тектонический меланж отчетливо структурирован и обладает общими особенностями принадвиговой зоны. Все обрывки мезомасштабных складок представ-

ляют собой изоклинальные замыкания синформ и антиформ с общей западной вергентностью. Падение пластов, а, следовательно, и осевых поверхностей складок восточное, пологое, преимущественно 20–30°. Замки складок, в зависимости от мощности пластов песчаников, либо округлые (у более мощных), либо острые (у тонких). На отдельных интервалах пласты песчаников растащены на отдельные мелкие фрагменты и развернуты так, что даже примерно восстановить их первичную структуру не представляется возможным. Рассланцевание в алевролитах матрикса имеет ту же ориентировку, то есть полого погружается на восток.

Выше приведено краткое описание только наиболее интересных из изученных мезоструктур Уфимского амфитеатра. Анализ же всех известных на сегодня данных позволяет сформулировать общие закономерности в строении зоны этой зоны. Степень дислоцированности пород, выраженная в сложности и разнообразии мезоструктурных элементов, находится в прямой зависимости от расстояния до крупных надвигов. Вблизи надвигов она максимальна, но убывает по мере удаления от них.

Литература

1. *Казанцев Ю.В.* Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 234 с.
2. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
3. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Арк.В.Тевелев¹, В.С. Федоровский²

Трансферные зоны в структуре Байкальского рифта

Введение. Большие континентальные рифтовые системы представлены в литосфере современной Земли в ограниченном количестве (около одного десятка), но ввиду огромных размеров самих систем и, тем более, областей их динамического влияния, их вклад в общую современную

¹ Геологический факультет МГУ

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

менную активность Земли исключительно велик. Изучение строения и эволюции рифтовых систем сыграло ключевую роль в становлении теоретических концепций и структурных моделей *внутриплитной тектоники*. Особенно быстро представления о процессах рифтинга и механизмах структурирования рифтовых областей развивались в последние два десятилетия. В результате детального изучения Европейской и Восточно-Африканской рифтовых систем, площадного рифта провинции Бассейнов и Хребтов, Байкальской рифтовой системы, грабенов системы Шаньси и некоторых других, были намечены общие подходы к пониманию геодинамических причин рифтинга и выработана современная терминология структур и процессов областей континентального растяжения.

Байкальская рифтовая система, единственная крупная рифтовая система в пределах нашей страны, имеет почти двухсотлетнюю историю изучения и во многих отношениях является эталоном современного линейных рифтов. Тем не менее, огромный объем информации о Байкальской системе слабо интегрирован в мировой теоретический контекст. Этому препятствует, прежде всего, наличие семантических (в т. ч. терминологических) различий в описании структуры и морфологии рифтов в отечественной и зарубежной литературе, а также концептуальные различия в понимании причин и способов структурирования рифтовой области. В данном сообщении мы попытаемся представить особенности кайнозойской структуры и развития Байкальской рифтовой зоны в рамках общепринятых моделей эволюции и терминологии описания континентальных областей растяжения, адаптированных к специфическим особенностям Байкальской системы.

Основные черты строения и терминология областей линейного рифтинга. Байкальская рифтовая система является представителем очень характерного семейства линейных амагматических континентальных рифтов. Все они представляют собой области растяжения континентального масштаба, которые сложным образом вписаны в разнопорядковые коровые неоднородности и состоят из множества рифтовых бассейнов, группирующихся в линейные рифтовые зоны. Основным элементом Байкальской рифтовой системы является в настоящее время собственно Байкальская рифтовая зона, аналоги которой – это рифтовые зоны западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (Танганьика и Малави), что позволяет адаптировать для Байкальской зоны структурную терминологию областей растяжения, разработанную в многолетних исследованиях Восточно-Африканской рифтовой системы, и распространенную затем на другие рифтовые сооружения.

Главной особенностью рифтовых зон является их крайняя гетерогенность. В целом – это совокупность разнородных и разнопорядковых тектонических блоков, которые в общей обстановке растяжения деформируются согласованно, но индивидуально. Поскольку расхождение плит, между которыми развивается рифт, более или менее «жесткое», однородное, а внутренняя структура площадей рифтинга – неоднородно-блоковая, по границам блоков развивается ансамбль согласующих разрывных структур, которые аккомодируют различия в деформационном поведении отдельных доменов растяжения. В результате каждый разлом в системе динамически связан с другими, так что все элементы разрывной сети рифтовых зон образуют единую деформационную сеть.

Структуры ограничения рифтовых бассейнов представлены двумя главными типами. Во-первых, это краевые сбросы полуграбенов, почти всегда представленные сериями сближенных листрических разломов, иногда со сдвиговой компонентой смещения (в случае Байкальской рифтовой системы чаще левостороннего). Амплитуды сбрасывания в краевом листрическом разломе нулевые на его концах и максимальные в его центральной части, к которой приурочен депоцентр образующегося полуграбена. Соответственно, здесь же имеет место максимальная амплитуда горизонтального растяжения. Растяжение рифтовых бассейнов отчетливо асимметричное. Относительно депоцентра, расширение полуграбенов происходит главным образом в сторону неразрывного борта, но при этом сами депоцентры смещаются в сторону отступающего краевого сброса – ось рифтинга, как и ось спрединга, перемещается в направлении минимальных скоростей разрастания.

Продольную сегментацию рифтовых зон контролируют структуры, которые выравнивают, согласуют неоднородности режима растяжения в мозаике рифтовых бассейнов, приспособляя их индивидуальное строение и деформирование к однородному расхождению плит, ограничивающих рифтовую систему. Эти трансферные или аккомодационные зоны очень разнообразны, существует несколько терминологических подходов к их описанию. Мы используем синтетический вариант, опирающийся на классификации Б. Розендаля, Дж. Фолдза и Р. Варги, К. Морли с соавторами, А. Гиббса и собственные работы.

Основные трансферные зоны Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В строении БРЗ трансферные структуры выделяются очень четко, главные из них показаны на моделях ее отдельных сегментов. При построении моделей использовались сведения о морфометрии поверхностного и подводного рельефа БРЗ, которые включали данные топокарт масштаба от 1:1000 000 до 1:100 000 для отдельных региона, мировые DEM и покрытия, а также батиметрические карты и grids, полученные при

площадном эхолотировании территории озера Байкал. Для анализа структурной ситуации использовались как очень многочисленные опубликованные данные, так и некоторые результаты авторских наблюдений. Исключительно важной оказалась информация по сейсмическим профилям района подводного Академического хребта и соседних районов БРЗ.

Предполагаемая модель. Полученные данные дают возможность представить или смоделировать структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. Если подытожить наши знания о развитии трансферных структур, можно сформулировать четыре основных тренда их развития: (1) зоны изоляции нестабильны, а поэтому малочисленны, их развитие заканчивается переходом в зоны интерференции; (2) зоны интерференции могут развиваться неопределенно долго, но рано или поздно осевое поднятие, формирующееся в этих структурах, превращается в односторонний или двусторонний горст, а соответственно бассейн продольно сегментируется с образованием нормального полуграбена и новой зоны интерференции, или двух зон интерференции; (3) реально долговечны только трансферы, параллельные направлению растяжения в рифтах, а трансферы косые к этому направлению используются как временные границы бассейнов, постоянно меняющих конфигурацию; (4) рифтовые сегменты, ограниченные трансферами растяжения, имеют тенденцию удлиняться вдоль оси растяжения и образовывать коленообразные изгибы рифтовых систем, имеющих скорее пулл-апартовую природу.

Для уверенной идентификации трансферных структур мы использовали, помимо многочисленных литературных данных, наши полевые исследования в Приольхонье. Мы ставили задачу определить кинематику новейших синрифтовых структур, с целью выяснения параметров растяжения Приольхонья и Байкальской рифтовой зоны в целом. Было выяснено, что в современной структуре региона присутствуют новейшие тектонические элементы, которые соответствуют как поперечному, северо-запад – юго-восточному растяжению Приольхонского региона, так и элементы, соответствующие его продольному растяжению (и, соответственно, относительному поперечному сжатию). Структуры, отвечающие северо-запад–юго-восточному растяжению Байкальской рифтовой зоны, выражены, прежде всего, продольными сбросами и сбросо-сдвигами, четко контролирующими продольную зональность и ступенчатость региона. Их главные представители – это Приморский сброс, рамп Тонта, Кучелгинский (Чернорудский) грабен, переходящий по простиранию в грабен Малого моря, Главная сдвиговая зона Приольхонья, Ольхонский полугорст, краевые сбросы Средне-Байкальского бассейна.

В то же время, анализ горизонтальных смещений маркерных толщ этой территории, раскрывает продольное растяжение и относительное поперечное сжатие Приольхонья. Все крупные субмеридиональные разрывные зоны демонстрируют явные (до многих десятков метров) левосторонние смещения, а субширотные – правосторонние. Наиболее значительный по видимой амплитуде сдвиг Томота (120–160 м) в центральной части региона прослеживается от озера Холба-Нур практически до главного эскарпа зоны Приморского сброса. То, что это именно молодые нарушения, а не препарированные древние швы, показывает их прекрасная выраженность в рельефе и, главное, регулярные смещения песчаных толщ, реликтов плейстоценовых долин, прослеженных нами от правобережья Анги до бухты Орсо. Другое свидетельство такого режима – ступенчатое и клавишное строение релейного рампа Тонта, в котором отдельные клавиши имеют выраженное грабен-горстовое строение, характеризующее продольное растяжение рампа. Очень интенсивно поперечная сбросовая тектоника развита в этой же структуре на берегу Малого моря.

Полученные данные могут быть интерпретированы в том смысле, что в регионе имеет место площадное растяжение (рафтинг), главная ось которого при одних локальных условиях оказывается юго-восточной, а в других – северо-восточной. В разные времена движения по одним и тем зонам могли быть различными. Изменение обстановок деформирования в Приольхонском регионе подтверждается структурными данными, в том числе обнаружением молодого надвига в основании главного сбросового эскарпа Приморского хребта, который таким образом, менял кинематику в плиоцен-четвертичное время. Анализ современной сейсмичности Байкальской рифтовой системы склоняет к варианту максимального северо-восточного удлинения региона, связанного с интенсивным разрастанием (пропагацией) рифтовых доменов, ограниченных разломными зонами северо-восточного простирания, как правило, сейсмически активными. Эти разломы почти непременно имеют сдвиговую компоненту движения, а самые крупные из них, типа Центральной трансферной зоны или границ Кичерского и Верхнеангарского бассейнов, просто являются трансферными сдвигами.

Основная последовательность осадконакопления в импульсных обстановках седиментации

Сравнение некоторых распространенных обломочных формаций, образованных в контрастных обстановках и имеющих различный временной и пространственный масштаб, показывает принципиальное подобие их архитектуры и идентичность некоторых важных литофаций, участвующих в их строении. В целом, мы можем определить характерную последовательность слоев и пачек в таких осадочных комплексах, как турбилиты, штормовые пред-береговые осадки и речные (флювиальные) отложения, отражающую общую тенденцию построения кластитовых толщ, независимо от конкретного набора их литофаций, архитектурных элементов и временных рамок их образования.

1. Флиш. Цикл Боумы. Энергетическая модель. Флишевая формация изучалась так долго, что, кажется, вопросов о ее строении и происхождении к середине прошлого века уже не оставалось. Тем не менее, в 1950 году Кюенен и Милиорини привлекли для объяснения градационной текстуры нижних элементов ритмом флиша идею мутьевых потоков, а в 1962 году А. Боум предложил идеализированную модель турбидитного ритма, которая в поздних версиях включает следующие элементы.

А – массивные песчаники, обычно грубые до галечных, со стратиграфическим перерывом и грубым материалом донного волочения в основании, обычен эрозионный нижний контакт, с точечными и линейными иероглифами. Быстрое осаждение при верхнем потоковом режиме оставляет этот слой бесструктурным или с нормальной градационной текстурой. **В** – параллельно расслоенные (ламинарные) средне-грубозернистые песчаники, отложенные в стадию верхнего потокового режима плоских слоев. **С** – косослоистые расслоенные песчаники; кося слоистость разного типа, в том числе типа ряби и даже восходящей ряби, иногда искаженная до конволютной; накопление в нижнем потоковом режиме. **Д** – горизонтально-расслоенные алевролиты, образованные на «хвосте» мутьевого потока. **Е** – пелагический (фонный) ил, обычно бесструктурный и биотурбированный.

В полном виде последовательность Боума встречается редко. В целом для нее характерны градационная слоистость всего осадочного ритма в целом, градационная текстура нижнего слоя ритма и полное со-

¹ Геологический факультет МГУ

ответствие состава и структуры элементов падающей энергетике турбидитного потока. Последовательность Боума неоднократно ре-интерпретировалась под другие структурообразующие обстановки (например, волновые) и в нее добавлялись новые элементы из областей наиболее и наименее энергичных потоковых режимов. При этом, предельно расширенная версия последовательности в природе никогда не наблюдалась.

2. Прибрежная штормовая седиментация. Бугорчатое перекрестное напластование – hummocky cross stratification (HCS). Волновая модель. Диагностическим признаком этой группы осадочных структур, современное название для которых было дано Хармсом и др. в 1975 году, являются антиформные бугры и синформные западины, сложенные случайно ориентированными ламинарными слоями с углами падения до 15°. Этот тип наслаивания образуется, прежде всего, в алевролитах и тонкозернистых песках. Хотя сортировка по размеру для них не характерна, концентрация слюды и растительного детрита на поверхности многих слоев создает определенную структурированность пород. Слои в хаммоки толщ варьируют в мощности от нескольких сантиметров до 5–6 метров; пачки слоев могут достигать десятков метров мощности. По мнению Р. Дотта и Дж. Бурге, хаммоки-структуры определенно формировались за счет штормового переотложения тонкого песка ниже нормальной волновой границы (границы «хорошей погоды»), который поставлялся паводковыми реками, вымывался с берегового уступа или с мелководья большими волнами. Осаждение пород включает как выпадение из взвеси, так и латеральные перетоки благодаря волновым осцилляциям, часто похожим на приливные. Существуют свидетельства, что в случае интенсивного осциллирующего потока большие волны наволакивают песок на нерегулярно промытую поверхность и переукладывают песок в грубо округлые неориентированные бугры и западины. Р. Дотт и Дж. Бурге постулировали в 1982 году, что эти обстановки аналогичны переходу к верхним энергетическим обстановкам плоских слоев в однонаправленных потоках, то есть переходу ко второму элементу последовательности Боума или, добавим, переходу в цикловом аллювии от инстративной к субстративной динамической фазе.

Идеализированная хаммоки стратификация Р. Дотта и Дж. Бурге, которая может служить той же цели, что и последовательность Боума для градационных комплексов, отражает изменение мощности воздействующих на область седиментации волн – от мощных редких штормов к спокойному обычному режиму вне волновой зоны. Разрез включает снизу вверх (1) размытое основание первого порядка; (2) характерные хаммоки-зоны с несколькими поверхностями размыва второго порядка, разделяющими индивидуально ундулирующие пачки; (3) зона плоских

ламинарных слоев; (4) зону с хорошо ориентированными косыми слоями ряби и симметричными формами ряби. Все это перекрывается (5) более или менее фоновыми алевrolитам и глинами. Варианты этой последовательности включают пропуск и/или расширение одной или нескольких этих зон. Наиболее обычным вариантом является *амальгамация*, формирующаяся или при наложении последовательных бугорчатых зон, или при интенсивной биотурбации, уничтожающей границы между зонами.

3. Речная седиментация. Аллювиальный цикл. Климатическая модель. В аллювиальный цикл включаются осадки, отложенные от момента зарождения долины, отмечаемого формированием врезанного русла реки, до ее отмирания. Этот момент фиксируется выведением аллювиальных комплексов в рельеф и формирование новой долины, врезанной в эти комплексы. Рабочая гипотеза состоит в том, что в умеренном климатическом поясе очередной цикл врезания начинается в эпоху быстрого потепления (вплоть до оптимума), когда из тающих ледников начинает высвобождаться большое количество воды, а базисы эрозии остаются еще низкими из-за связывания воды в ледниковых покровах. Последовательное приспособление речной системы к этому климатическому импакту задает гидрологические и морфологические рамки долинной седиментации.

Предполагается, что первоначальные врезы имеют клиновидную форму, и заполняются грубым материалом со спутанно-слоистой или даже массивной структурой. Потом ситуация с водностью и высотой базисов эрозии уравнивается, в долине начинается боковая эрозия и образуется широкий, но тонкий нижний слой, сложенный песком и галькой, перекрывающий как породы первоначального вреза, так и коренные породы. Далее начинается главный и наиболее вариативный этап развития долины, когда над горизонтально-слоистой базальной толщей надстраивается довольно мощный комплекс осадков, который включает и русловые, и старичные, и пойменные фации, многократно чередующиеся в разрезе и часто имеющие корытообразную структуру. Чтобы наслоить такую многоэтажную постройку, необходимо изменять условия осадконакопления – или постоянно прогибать долину, либо постоянно увеличивать водность потока. Драйвером этих изменений являются заметные климатические колебания, контролирующие эволюцию долины в период от оптимума межледниковья до последующего похолодания и выстраивающих собственную лестницу микро-террас. В это финальное похолодание, которое обычно сопровождается осушением, водность рек уменьшается, и они начинают накапливать самый верхний, покровный горизонт более тонких пород, обычно представленных алевrolитами.

Общий разрез полного цикла аллювия, таким образом, отчетливо напоминает разрезы осадков предыдущих обстановок. Осадочные комплексы эволюционируют от грубослоистых или массивных галечно-песчаных толщ в основании постройки к довольно тонким песчаным (иногда гравийно-песчаным) ламинатам, которые надстраиваются косо-слоистыми многоэтажными пачками разного литофациального типа, и заканчиваются преимущественно параллельно-слоистым или бесструктурным мелкоземным покровом.

4. Обсуждение. Серии осадков, образованных в рассмотренных обстановках, обнаруживают глубокое внутреннее сходство, что для морских отложений отмечалось многократно. Это сходство проявляется как в общей вертикальной структуре получающих осадочных серий, с однородным порядком следования литофаций и архитектурных элементов, так и в идентичности литофаций, которым приписываются, однако, разные обстановки и механизмы формирования. Последовательность Боума неоднократно интерпретировалась в терминологии волновых процессов и обстановок, а хаммоки-структуры обнаруживаются и в глубинных, и в паралических, и в речных флювиальных системах. Одной их возможных причин неопределенности в интерпретации одних и тех же структурно-литологических единиц может быть концептуальная привязка факторов структурирования к единственным обстановкам – волновые интерпретации привязываются к зоне действия *ветровых* волн, энергетические интерпретации – к *глубинным* плотностным потокам, флювиальные к *поверхностным* потокам и т.д. Эти интерпретации используются затем для моделирования палеогеографических и палеотектонических обстановок, адекватность которых часто не проходит проверки временем. Сейчас мы можем представить, что такой однозначной зависимости между факторами и обстановками осадочного структурирования на самом деле не существует. Волновые воздействия могут быть связаны не только с атмосферными событиями, но и вызываться самими глубинными потоками, прибрежные области за пределами нормальной волновой зоны могут перерабатываться мелководными донными течениями (например, в подводных русловых меандрирующих системах), а речные потоки в определенные эпизоды, например половодные, могут рассматриваться как плотностные. Эти обстоятельства позволяют предполагать, что важнейшей, или даже единственной причиной морфологического сходства рассмотренных стратификаций является импульсный характер первичного воздействия, заводящего регулярные механизмы осадконакопления, которые реализуются затем в различных формах и временных масштабах.

Корундсодержащие метасоматиты – как индикаторы эксгумации глубинных образований в обстановке регионального растяжения

Одним из направлений исследований характера тектонических процессов является выявление и изучение индикаторных комплексов: пород и минералов, указывающих на специфику геодинамического развития той или иной структуры или даже геологической эпохи. А такие высокоглиноземистые образования как: серые гнейсы, анортозиты, гранулиты, базальты, нефелиновые сиениты, бокситы, являются характерными элементами земной коры, определяющие эволюцию литосферы. Однако, вопрос об источнике глинозема в большинстве случаев остается открытым. Подобную роль – индикатора геодинамической обстановки может играть корунд и метасоматические породы, в которых он встречается. Данная работа основана на исследованиях структурного положения и минералого-геохимических особенностях месторождений и проявлений корунда в различных по возрасту и региональному тектоническому положению комплексах, но объединенных тем, что на заключительном этапе эволюции они испытали быструю эксгумацию в обстановке регионального растяжения. Это районы Балтийского щита, Высокой Азии, Полярного Урала, Мадагаскара и о. Наксос (Греция).

Многие исследователи ассоциируют условия образования корунда с высокими параметрами P и T , хотя уже давно обсуждается необычайно широкий диапазон P – T -условий стабильности корунда. Например, известны случаи его образования при лесных пожарах, приуроченных к латеритным почвам или аутигенного корунда в бокситах. В то же время корунды известны в алмазах и эклогитах [1]. Основные идеи формирования корундовой минерализации в метаморфических комплексах были выработаны автором на примере Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и Восточного Памира [2, 3]. До недавнего времени исследованиям корундовой минерализации в этих структурах уделялось поразительно мало внимания, но в последние годы, они привлекают к себе внимание с позиции изотопных [4] и геммологических исследований, тогда как их структурная позиция остается слабо изученной.

Лапландско-Беломорский подвижный пояс Балтийского щита в большинстве современных тектонических схем рассматривается в качестве коллизионной зоны, но главные структурно-вещественные преоб-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, г. Москва, Россия

разования в этой структуре происходили при его экзгумации в виде метаморфического ядра на рубеже 1.80–1.75 млрд лет [5]. Именно в этот период под влиянием декомпрессионных флюидов было образовано гигантское количество пегматитов и ассоциирующих с ними полей высокоглиноземистых метасоматитов, в том числе корундсодержащих. Важнейшими структурными преобразованиями явилось формирование пологих сбросов и сопряженных с ними лежащих складок. Если сбросы маркируются зонами бластомилонитов, более или менее однородными, то в пределах лежащих складок отмечается большое разнообразие новообразованных пород. Во фронтальных частях складок формировались мафические метасоматиты – гранатые амфиболиты с переменным содержанием глиноземистых минералов, а в их тыловых частях – гранит-мигматиты, на заключительных этапах эволюции – пегматиты, которые в ряде случаев прорывают и корундовые метасоматиты.

В других регионах, аналогичные по генезису лежащие складки под влиянием процессов диапиризма в ядерных частях, преобразуются в купола с вертикальным (Юго-Западный Памир и о. Наксос) или наклонным перемещением в сбросо-сдвиговых зонах (Восточный Памир, Каракорум, Нанга-Парбат). При этом, сами лежащие складки являются хорошим примером того как меняются представления о генезисе структур: если ранее они рассматривались как поднадвиговые образования, то в настоящее время их относят к структурам горизонтального растяжения [6].

Важнейшим событием в тектонической эволюции региона Высокой Азии, фиксируемым всеми методами исследований, явился подъём к поверхности в неоген-четвертичное время кристаллических пород фундамента протерозойского возраста. Именно с этим событием связано появление разнообразных гранитов, формирование прогибов, поднятие территории и образование сбросов. Последние, обеспечили тектоническую эрозию более 15 км разреза, что и привело к массовому выделению флюидов, которые предопределили формирование корундсодержащих метасоматитов.

В отношении генезиса корундовой минерализации Кукуртского узла (Восточный Памир), которая рассматривается как эталонная для региона Высокой Азии, характерны следующие моменты: 1 – корундсодержащие породы образуются практически по всем видам субстрата: гнейсам, амфиболитам, мигматитам, пегматитам Шатпутского выступа и слабометаморфизованным пермо-триасовым породам обрамления. В процессе их формирования происходит аномальное возрастание содержания Al, Ti, PЗЭ, Zr, Ba, Sr, Cr, V, F, B. 2 – присутствие минералов содержащих Cl, B или F – скаполит, флогопит, биотит, мусковит, турма-

лин, эпидот, ставролит, в парагенезисе с корундом – свидетельствует о высокой активности этих элементов в процессах петрогенеза. 3 – одинаковые закономерности поведения редких элементов при формировании корундовой минерализации и поздних магматических образований указывают на единый глубинный источник. 4 – близкие петрогеохимические и минералогические особенности корундсодержащих метасоматитов из Музкольского метаморфического комплекса и слабо измененных пермо-триасовых пород свидетельствуют об общих закономерностях проявления процессов метасоматоза. 5 – разнообразие корундовых проявлений является результатом единого процесса, но по-разному выраженному из-за своего структурного положения и состава вмещающих пород. 6 – формирование корундовой минерализации контролировалось тектоническими нарушениями в связи с выводом к поверхности в неоген-четвертичное время метаморфических пород в виде Шатпутского выступа, который относится к структурам типа метаморфических ядер.

Определяющим фактором формирования рубинов или сапфиров является наличие или отсутствие хрома во флюидной рудоконтролирующей материнской системе. На Памире проявлена структурная закономерность появления сапфира и рубина. Одни приурочены к секущим жилам, другие к послойным телам. На основании ассоциации корунда с хлор, фтор и боросодержащими минералами (скаполит, турмалин) была предложена модель переноса глинозема и хрома флюидами, содержащими эти элементы [3]. Хром образует с галогенами, особенно с хлором подвижные газовые соединения. Секущие тела корундсодержащих пород можно рассматривать как бывшие сквозные трещины со свободным дренажом хромистого хлорина, удаляющего из системы избытки свободного хрома, тогда как в согласных телах подобного удаления не происходит, и хром может войти в структуру новообразованного минерала – корунда. Удалением свободного хрома за счет истечения газов, можно объяснить появление сапфира в лампрофирах и базальтах, имеющих высокие концентрации этого элемента. Таким образом, окраска корунда может быть функцией скорости процесса, чем быстрее происходит декомпрессия (эксгумация) и соответственно быстрее происходит удаление флюидов с хромом, тем больше шансов для появления сапфира и меньше для рубина [7].

Давно известен тот факт, что если в каком-то месте встречается корунд приуроченный к одному типу месторождений, то очень часто можно найти его проявления среди других видов вмещающих пород. Поэтому, если в каком-то районе был известен, только один тип корундовой минерализации, то почти, всегда со временем находили и другие. Так, в Бирме корунды впервые были обнаружены в мраморах (рубины),

затем на тех же площадях в гнейсо-кварцитах (сапфиры), плагиоклазитах (цветные сапфиры) и в трубках взрыва щелочных базальтов (сапфиры). В Монтане (США) – в плагиоклазитах из гнейсо-кварцитов (цветной сапфир), дайках и туфах (синий сапфир). На Мадагаскаре – в плагиоклазитах (цветной сапфир) и трубках базальтов (синий сапфир), мраморах (рубин), анортозитах (рубин). Особо разнообразны проявления корунда в регионе Высокой Азии, где они встречаются в мраморах, гнейсах, мигматитах, пегматитах, амфиболитах, трубках взрыва и д. В то же время, не только в регионе, но часто и в конкретных точках корундовой минерализации всегда в той или мере присутствуют и другие драгоценные камни. Это комплексирование объяснимо тем, что формирование пород различных генетических типов происходило в разных продуктивных системах под воздействием одной материнской системы с привнесом Si, Al, щелочей и ряда других элементов. Новые находки корунда в пределах Лапландско-Беломорского пояса, где в зависимости от глубины образовывались корунды той или иной формы и размера (Терехов и др., в печати) подтверждают это правило.

Таким образом, на различных примерах показано, что корундовая минерализация, а также такие высокоглиноземистые образования как бокситы часто приурочены к блокам земной коры испытавшим быструю эксгумацию. Причины этого явления остаются не изученными, вероятно это связано с возникновением высокоглиноземистой среды в виде газовых эманаций или растворов, обусловленных сбросом давления и переходом 6-валентного алюминия в более подвижный 4-х валентный [2]. Поэтому, корунды и соответственно корундосодержащие метасоматиты являются одними из индикаторов блоков земной коры испытавших эксгумацию в обстановке регионального растяжения. В более глобальном аспекте можно предполагать, что высокоглиноземистые ассоциации фиксируют обстановки регионального растяжения, а не сжатия.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9 и гранта РФФИ 14-05-00149

Литература

1. *Simonet C., Fritsch E., Lasnier B.* A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration // *Ore Geol. Rev.* 2008. Vol. 34. P. 127-133.

2. *Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундосодержащих и других метасоматитах периода подъёма к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // *Геохимия.* 2007. № 4. С. 411-428.

3. Терехов Е.Н., Круглов В.А., Левицкий В.И. Редкоземельные элементы в корундсодержащих метасоматитах и связанных с ними породах восточного Памира // Геохимия. 1999. № 3. С. 238-250.

4. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И. и др. Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов северной Карелии как индикатор необычных условий формирования // Геохимия. 2014. № 9. С. 843-853.

5. Терехов Е.Н. Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы // Литосфера. 2007. № 6. С. 15-39.

6. Froitzheim N. Formation of the recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland) // Geology. 1992. Vol. 20. № 10. P. 923-926.

7. Терехов Е.Н., Акимов А.П. Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии // Литосфера. 2013. № 5. С. 141-159.

А.И. Тимурзиев¹

Новая кинематическая модель сдвигов

Введение. Общепринятые представления о господстве в земной коре условий сжатия или растяжения в комбинации со сдвигом противопоставляются друг другу и рассматриваются в контексте различных геодинамических условий структурообразования. Крайнюю форму противопоставления мы находим у А.Г. Сильвестра [6] в классификации режимов транспрессии и транстенсии при формировании сдвигов. В докладе показаны несоответствия кинематики «цветковых моделей» транспрессии и транстенсии реальным 3D моделям зон сдвигания [1]. Существующие представления о структурных парагенезах зон сдвигания, восходящие к временам плоского (двухмерного) геологического мышления, являются неполными и требуют пересмотра. Обосновывается одновременность проявления на этапах структурообразования объемного неравномерно-напряженного состояния, запечатленного в трех основных типах деформаций геосреды (сжатие–растяжение–сдвиг) во взаимно ортогональных сечениях структур земной коры.

¹ АО «ЦГЭ», Москва

Структурные парагенезы зон сдвига по результатам моделирования. Существуют устоявшиеся представления о структурах разрушения, отвечающие механизму горизонтального сдвига, основанные на общеизвестных моделях Риделя (Riedel, 1929) и Андерсона (Anderson, 1951). Изучение деформаций зон сдвига в экспериментах по физическому моделированию характеризует процесс развития сдвига как разорванную во времени последовательность деформационных событий для пространственно обособленных структурных парагенезов. Анализ результатов экспериментов показал, что поверхностные структурные парагенезы зон сдвига хорошо изучены, чего нельзя сказать об объемных деформациях, так как методы физического моделирования не дают такой возможности.

В соответствии с этими модельными представлениями интерпретируются природные структурные парагенезы для сменяющихся геодинамических обстановок транспрессии и транстенсии. Обобщенные данные о структурных парагенезах зон сдвига можно найти в работе [3], где вслед за [5] и [6] показаны основные типы деформаций для кинематических обстановок транспрессии и транстенсии.

Результаты физического моделирования, выполненные нами совместно с лабораторией тектонофизики и геотектоники Геологического факультета МГУ [2], объясняют формирование сдвиговых деформаций, характерных для чехла Западной Сибири [1], сочетанием двух типов горизонтального сдвига: вдоль вертикальной и вдоль горизонтальной плоскостей без участия транспрессии или транстенсии.

Кинематические несоответствия «цветковых структур». При внимательном рассмотрении моделей «цветковых структур» по [5, 6 и др.] обнаруживаются их несоответствия кинематическим условиям строения природных сдвиговых зон, равно как несоответствия между моделями разных авторов и моделями одного автора в разные годы. Ниже приводятся наиболее очевидные несоответствия графических иллюстраций «цветковых структур» зон сдвига (рис. 1) по работам [5, 6]:

1) неверная кинематика сдвигов (на рис. 1-1, 1-2 и рис. 1-5 правые сдвиги показаны как левые; на рис. 1-4 кинематика уже правая);

2) плоскости кулис пересекают ось сдвига как сплошные тела, образуя «винтообразные» сместители разломов без осевого разрыва сплошности сдвига (в природе кулисы одного крыла структуры не пересекают осевую поверхность и не переходят в соседний блок);

3) при встречном смещении противоположных блоков кулисы скользят по плоскости разрыва как по рельсам и скручиваются, а не разрываются и не смещаются друг относительно друга;

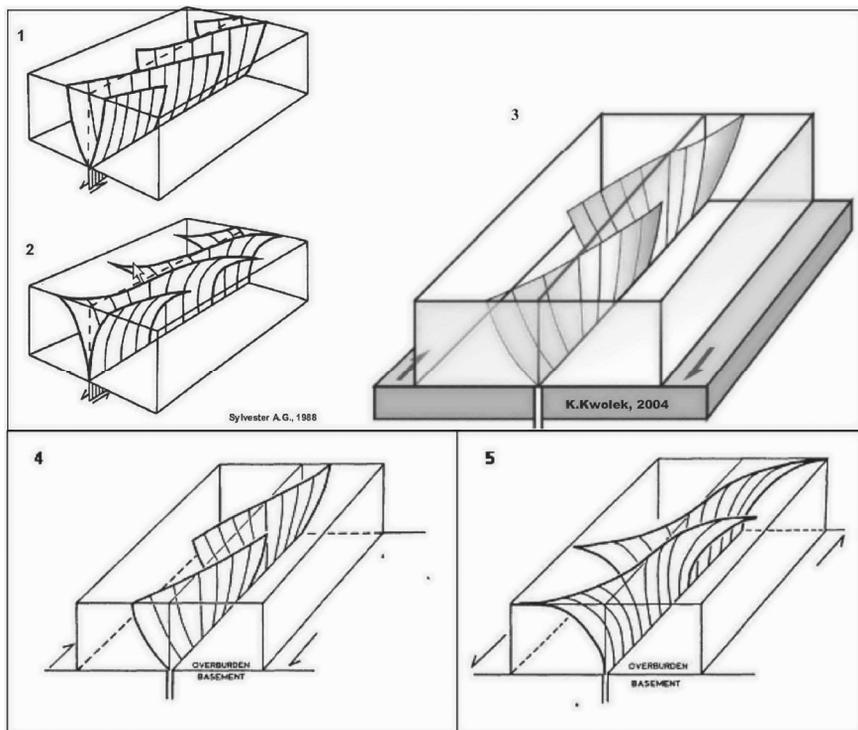


Рис. 1. Кинематическая модель «цветковых структур», по [Sylvester, Smith, 1976; Gamond, Odonne, 1983]; [5]; [6]; [Kwolek, 2004].

1 – структура «тюльпан», левосдвиговая транспрессия [6]; 2 – структура «пальмовое дерево», левосдвиговая транспрессия [6]; 3 – структура «тюльпан», правосдвиговая транспрессия [Kwolek, 2004]; 4 – винтообразная форма отдельных сколов Риделя при простом правом сдвиге, реконструированная по горизонтальным разрезам при экспериментах на песчаных моделях [5]; 5 – винтообразная форма осевых поверхностей двух кулисообразных складок при простом левом сдвиге

4) для отдельной кулисы углы падения изменяются от нуля (относительно вертикали) в центре кулис (линия пересечения с осью сдвига) до максимальных величин на окончаниях кулис (в природе нулевому углу падения плоскости кулис отвечает линия выклинивания кулис над вертикальной проекцией плоскости сдвига);

5) в «цветковых моделях» отсутствуют признаки выклинивания кулис в шовной зоне сдвига;

6) несоответствие кинематики моделей Сильвестра (левый сдвиг) и Кволека (правый сдвиг) при их морфологической идентичности;

7) наличие антиформ внутри «цветка» транстенсии и синформ внутри «цветка» транспрессии, для «цветковых структур» характерны обратные соотношения.

Обнаруженные несоответствия в модели Риделя распространяется на набор и соотношения структурных парагенезов зон сдвига. Это относится как к фактам невыраженности риделевских (R и R') сколов, P - и L -сколов, так и несоответствия ориентировки кулис складок F простиранию оси максимального сжатия. В отличие от модели Риделя в природе простирание приразломных складок поперечно вектору максимальных касательных напряжений τ_{max} . Другие несоответствия приводятся ниже.

Новая кинематическая модель сдвига. Как основной структурный объект, являющийся предметом изучения, структуры горизонтального сдвига (СГС) имеют черты морфологического подобия с «цветковыми структурами», однако термин СГС много более емкий по форме и по содержанию [1]. Анализ показывает, что постановка вопроса о формировании структур в условиях транспрессии или транстенсии некорректна: «тюльпан» и «пальма» – кинематические парагенезы зон сдвига и отдельно не существуют. В условиях выраженных структурных форм, сформированных сдвигами фундамента, в различных сечениях чехла осадочного бассейна находят отражение структурные парагенезы и индикаторы условий сжатия, растяжения и сдвига одновременно. Выраженность или невыраженность признаков проявления этих кинематических условий нагружения определяется выбором сечения для наблюдения, относительной деформированностью структуры на фоне регионального деформационного поля, масштабом и мерностью (2-х или 3-х) наблюдений.

На фактическом материале выводы эти находят убедительную аргументацию. На рис. 2 демонстрируется авторская кинематическая модель СГС. Показаны реальные сейсмические профили 3D по Еты-Пуровскому валу (Западная Сибирь) в 5-ти сечениях, отражающих различный стиль деформаций и одновременное проявление на площади всех известных структурно-кинематических парагенезов СГС. Положение сечений на СГС показаны на карте углов наклона, характеризующей строение кулисной зоны оперяющих разломов чехла для горизонтального сдвига фундамента на уровне баженовской свиты верхней юры (размеры участка 11×17 км). Сечение 1-1 отражает господствующие на своде структуры условия меридионального сжатия (ось σ_{max}), сечение 2-2 – широтного растяжения (ось σ_{min}), сечения 3-3 и 4-4 – горизонтального сдвига (ось τ_{max}), встречного на разных крыльях складки. Сечение 5-5 – демонстрирует чередование условий сжатия (горсты) и

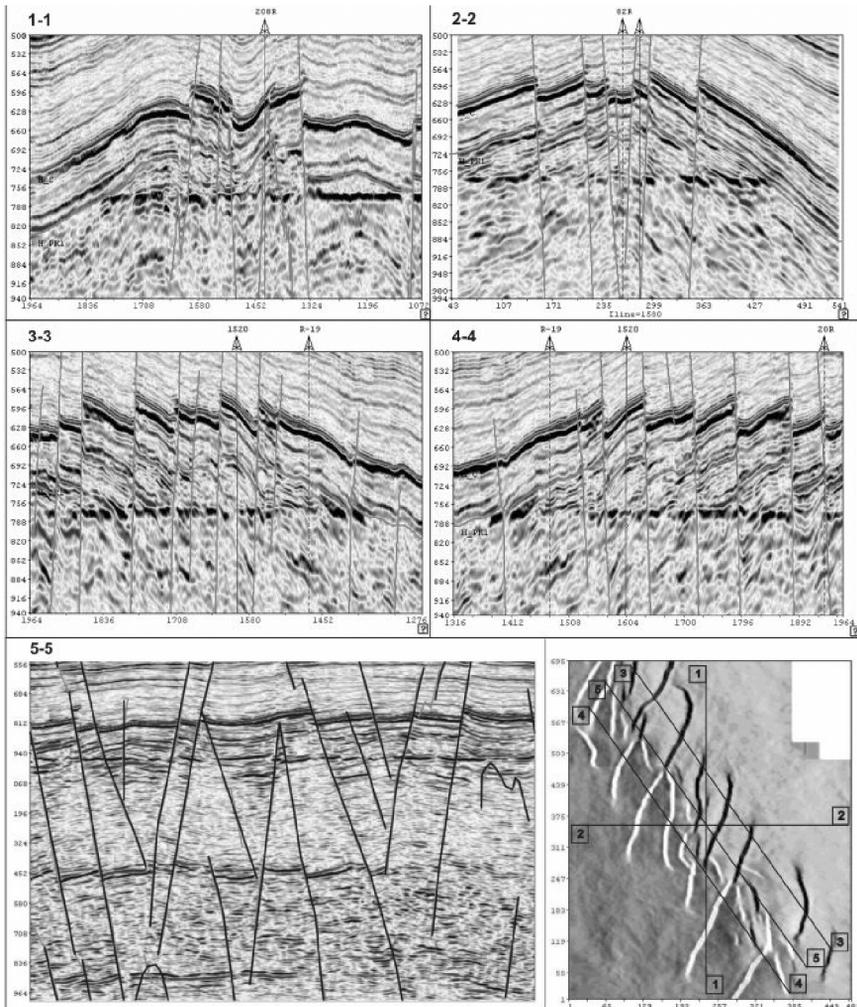


Рис. 2. Кинематическая модель структуры горизонтального сдвига.
Пояснения в тексте

растяжения (грабены) в шовной зоне сдвига. В сечениях 3-3 и 4-4 происходят одновременно внутрислойные сдвиги (горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости), приводящие к пластическому нагнетанию пород [1].

Особенностью СГС является наличие сбросов на своде поднятия (2-2), в то время как положительные «цветковые структуры» (Positive Palm

Tree – Transpression) формируются на взбросах. Наоборот сечение 1-1 демонстрирует наличие взбросов на фоне локального прогиба, в то время как отрицательные «цветковые структуры» (Negative Tulip Structure – Transpression) формируются на сбросах. Для обоих типов «цветковых структур» (транспрессии и транстенсии) характерно схождение оперяющих разломов к фундаменту и раскрытие «цветков» вверх. Для СГС сечения сжатия (1-1) и растяжения (2-2) имеют противоположные направления схождения разломов: в первом случае раскрытие «цветков» происходит вниз («клин» вверх), во втором – раскрытие «цветков» происходит вверх («клин» вниз). Важной особенностью СГС является наличие на своде поднятия внутри грабен-прогиба (2-2) антиформ, а внутри горст-поднятия (1-1) синформ, в отличие от противоположных им по знаку форм в моделях «цветковых структур» (Pull Apart Basins и Push Up Ridges). Для СГС движение пород внутри «клина», определяющее кинематику разломов, происходит в сторону сужения «клина», в моделях «цветковых структур» такое строение характерно для режима транстенсии.

Заключение. Важность полученных выводов обусловлена тем, что безоговорочное принятие кинематических моделей транспрессии и транстенсии приняло «вселенский» масштаб и на их основе сегодня объясняются закономерности структурообразования складчатых поясов и кратонов, рифтовых и покровно-надвиговых структур земной коры [3-6]. Это учение широко используется для объяснения строения и формирования ОБ [4-6]. Налицо упрощение и сведение всего многообразия геотектонических обстановок структурообразования к геомеханическим моделям транспрессии и транстенсии, как единственным и универсальным механизмам структурообразования.

Литература

1. Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3-11.
2. Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Короновский Н.В. и др. Механизм формирования нефтегазоносных структур «пропеллерного» типа (на примере Западной Сибири) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Тезисы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 204–208.
3. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3-4.
4. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004.

5. Naylor M.A., Mandl G., Sijpesteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // J. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. N 7. P. 737-752.

6. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. Vol. 100. P. 1666-1703.

Ф.Ф. Третьяков¹

Некоторые закономерности формирования тектонических структур надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской складчатой области

Формирование тектонических структур Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) в позднем мезозое происходило в два основных этапа деформаций: первый – надвиговой и второй – сдвиговой [2]. Складчато-надвиговые структуры первого этапа деформаций, определяющие строение всех главных тектонических элементов ВКСО нередко находятся в сложных взаимоотношениях между собой и характеризуются наложением друг на друга. Так, на малые ранние складчато-надвиговые формы дислокаций наложены крупные складки, которые в свою очередь разбиты более поздними надвигами. По традиционной методике изучения наложенных деформаций такой структурный ряд обычно разделяется на три последовательных разновозрастных этапа. Однако рассматриваемые деформационные структуры однотипные – надвиговые (складчато-надвиговые), и все они формировались в едином региональном надвиговом поле тектонических напряжений. На этом основании, вместо трех этапов надвиговых деформаций следует выделять один надвиговой этап, включающий в себя три стадии однотипных деформаций [3]. Обозначение стадий – “складчато-надвиговой”, “складчатый” и “надвиговой” указывают на образование ведущих структурных форм в течение каждой из них.

Структуры первой складчато-надвиговой стадии надвигового этапа деформаций D_1^1 – это малые разнообразные по форме послонные складки и разрывы F_1^1 , которые формируются в начале регионального

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

латерального сжатия, зарождения и действия межслоевых срывов и пологих надвигов на уровне слоя или группы смежных слоев еще в горизонтально залегающей осадочной толще. Здесь и далее нижний индекс – этап, верхний индекс – стадия деформации.

Основные формы складок F_1^1 – послойные складки срыва, рамповые и взбросо-складки [4]. Однако к ним следует добавить послойные “pop-up”, а также лежачие изоклиналильные складки простого и более сложного строения (рис. 1). Лежачие изоклиналильные складки F_1^1 находят конкретное место и время образования, именно в рамках первой стадии D_1^1 , а не к некому (порой неопределенному) раннему этапу тектонических деформаций. Кроме того, изоклиналильные складки F_1^1 после своего образования, в процессе продолжения действия послойного срыва, могут подвергаться изгибу и смятию в складки F_1^{1+n} , где n – индекс наложенной складки первой стадии деформации (рис. 1-3). То есть наложенные структуры формируются уже в течение первой стадии надвиговых деформаций.

Структуры второй складчатой стадии D_1^2 связаны с формированием главной складчатости рассматриваемого региона, по мере вовлечения в пластические деформации все больших масс осадочных пород и, наконец, всего осадочного чехла. Складки F_1^2 – это все складки шириной первые десятки, сотни метров и километры в ассоциации с крупными надвигами, срывами, а также слепыми надвигами и складками поперечного изгиба, созданными в результате действия вдвиговой тектоники.

Механизм наложения F_1^2 на структуры F_1^1 заключается в том, что в эту стадию полого залегающие осадочные толщи, содержащие на разных горизонтах послойные надвиги и складки срыва F_1^1 , сминаются в крупные складки F_1^2 . В результате малые F_1^1 случайно оказываются в разных частях F_1^2 . Признаки такого наложения особенно хорошо проявлены необычным, нестандартным положением некоторых отмерших послойных надвигов F_1^1 в крыльях складок F_1^2 . Смещение висячих крыльев таких отмерших надвигов F_1^1 направлены не вверх, а вниз по падению слоев. Соответственно они характеризуются как “ныряющие” или “даун” надвиги (надвиги вниз).

Структуры третьей надвиговой стадии D_1^3 также выявляются в соотношении с F_1^2 , а конкретно их нарушением. То есть складка, образованная в надвиговом поле напряжений, позже в этом же поле напряжений при достижении осадочных слоев складки предела прочности разрушается надвигами [1]. Таким образом, наиболее распространенной формой тектонических структур этой стадии являются надвиги F_1^3 , секущие или наложенные на складки F_1^2 , часто на их крылья. Размеры

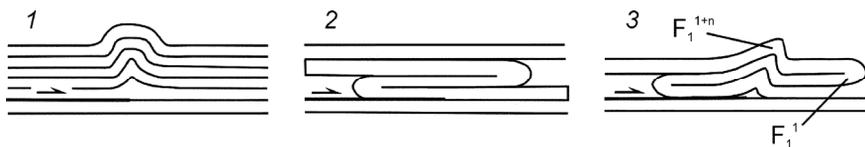


Рис. 1. Складки послойного срыва (дополнение к [4]): 1 – складка “pop-up”, 2 – лежащая изоклиальная, 3 – асимметричная складка F_1^{1+n} наложенная на изоклиальную F_1^1

надвигов F_1^3 самые различные от зеркал до крупноамплитудных разломов. Например, Чекуровский надвиг Северного Верхоянья с множеством мелких однотипных разрывов, рассекающих западное крыло крупной одноименной антиклинали, содержащей также складчато-надвиговые структуры F_1^1 .

Отчетливое взаимоотношение структур всех стадий надвигового этапа хорошо видно и на характере деформаций осадочных пород Южного Верхоянья. Здесь крупная рамповая антиклиналь F_1^2 , рассечена пополам надвигом F_1^3 (рис. 2 А), а положение и образование некоторых малых послойных F_1^1 в структуре F_1^2 не согласуются с динамическими условиями возникновения F_1^2 , как складки продольного изгиба в целом, так и ее элементов.

Так, в зоне изгиба присводовых слоев антиклинали F_1^2 , где обычно действует зона локального растяжения, располагается слой песчаника подверженный латеральному сжатию и разбитый серией послойных надвигов с образованием дуплекса с тыловым падением чешуй и встречным им надвигом (рис. 2, Б). Выше по разрезу размещается послойная надвиговая структура F_1^1 , соответствующая типичной модели зарождения дуплекса и рамповой складки (рис. 2, В). При этом в верхнем слое над рамповой складкой, согласно модели вдвиговой тектоники, формируется складка поперечного изгиба. Далее, в крутом крыле антиклинали F_1^2 (рис. 2, Г) располагается отмерший малый послойный надвиг F_1^1 , направленный вниз по падению слоистости и интерпретируемый как “ныряющий” или “даун” надвиг (надвиг вниз).

Изложенные выше некоторые результаты структурных исследований образования складчато-надвиговых позднемезозойских деформаций ВКСО ставили перед собою цель показать различный и сложный характер взаимоотношений малых и крупных структур надвигового типа в процессе их возникновения, а также упорядочить и точнее обосновать этап и стадии их развития.

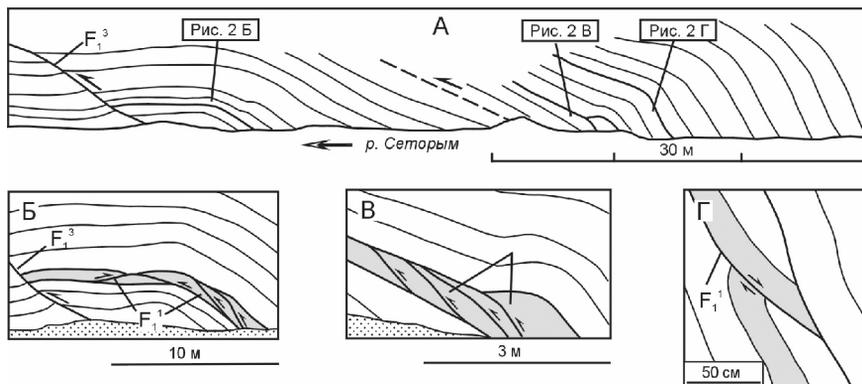


Рис. 2. Взаимоотношение структур трех стадий надвигового этапа деформаций D_1^1 (нижний триас Южно-Верхоянского синклинали, р. Сеторым). А - общий вид северо-восточной половины рамповой антиклинали F_1^2 с послойными структурами F_1^1 и надвигом F_1^3 . Малые послойные структуры F_1^1 : Б - дуплекс и встречный надвиг, В - дуплекс и рамповая складка, Г - “ныряющий” или “даун” надвиг (надвиг вниз). Все рисунки с фотографий

Литература

1. Гзовский М.В. Перспективы тектонофизики // Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964. С. 128-146.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
3. Третьяков Ф.Ф. Стадии надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология, 2015 (в печати).
4. Jamison W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9. № 2. P. 207-219.

Соотношения процессов коллизии и горообразования

Понятие коллизии объединяет геологические проявления схождения континентальных плит и блоков разного масштаба. В данном случае речь пойдёт о проявлениях этого процесса в масштабах крупных тектонических зон и горно-складчатых поясов от момента схождения плит до окончания его геодинамических воздействий. В этом смысле понятие коллизионного этапа близко к прежнему термину орогенный этап. Под горообразованием в данном контексте понимаются вертикальные тектонические движения, приводящие к возникновению субаэральных поднятий и, в конечном счёте, горных систем.

На южном фланге Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса первые проявления коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской плит относятся к концу мела, но в конце маастрихта – палеоцене развитие остаточных глубоководных прогибов Неотетиса возобновилось без продолжения спрединга, и окончательное замыкание этих прогибов произошло в конце эоцена – олигоцене, а в Загросе – в среднем миоцене. Примерно одновременно с последним замкнулись прогибы Паратетиса на Большом Кавказе, сохранившись в соседних Черноморской и Южно-Каспийской впадинах. Так, разновременно, начался коллизионный этап в Аравийско-Кавказском и других сегментах Альпийско-Гималайского пояса, продолжающийся до сих пор.

В течение длительной первой стадии коллизионного этапа сближение плит гондванского ряда с Евразией замедлилось, но продолжалось. В областях концентрации коллизионного сжатия происходило деформационное утолщение коры и, как следствие, образование субаэральных поднятий. Поскольку направление сжатия изменялось со временем, такие поднятия возникали в разных зонах Альпийско-Гималайского пояса, охватив его большую часть. Судя по составу моласс и оценкам глубины эрозионных врезов на склонах поднятий, они были обычно низкогорными и лишь локально достигали среднегорных высот (~1500 м). Коллизионные деформации и, соответственно, деформационные поднятия распространились за пределы тектонических зон, связанных с разными стадиями развития Тетиса, в области герцинского (Большой Кавказ, Северный Афганистан, Северный Памир, значительная часть Тибета, Куньлунь и Южный Тянь-Шань), каледонского (Северный Тянь-Шань) и докембрийского (Гималаи) тектогенеза.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Короткая вторая стадия коллизионного этапа началась в редких зонах пояса в конце миоцена, а в большинстве зон – в плиоцене или плейстоцене, т.е. 7–2 млн лет назад. В эту стадию скорость поднятия структур пояса резко возросла, и области поднятия увеличились как за счёт соседних с поясом регионов, так и некоторых внутренних зон (предгорных и межгорных впадин и слабо деформированных микроплит типа Таримского массива). В итоге, высота гор и высокогорных плато возросла в 2–3 раза, достигнув современного уровня. При этом ускорение поднятия не зависело только от усиления сжатия и поперечного укорочения структур. В некоторых структурах (Альпы, Карпаты, Большой Кавказ) скорость укорочения уменьшилась, а там, где она возросла (Тянь-Шань, Памир, Гималаи), она обеспечила лишь 20–50% реального роста гор. Остальное стало результатом разуплотнения низов коры и литосферной мантии в результате перемещения и преобразования мантийного вещества.

Все другие континентальные новейшие горные пояса, подобно Альпийско-Гималайскому, являются широкими пограничными областями проявлений взаимодействия литосферных плит (по выражению Р.Гордона, их диффузными границами). Таковы пояса Алтайско-Становой, северо-востока Азии, запада Северной и Южной Америки. Они сформировались на гетерогенном основании и имеют разную предысторию. В Алтайско-Становом поясе коллизионные процессы завершились в палеозое. В мезозое и кайнозое восточная часть пояса испытала активизацию, но признаки доплиоценового высокогорного рельефа отсутствуют. Неотектоническое развитие Горного Алтая на западе пояса обнаруживает черты, сходные с развитием Тянь-Шаня. Ускорение поднятия в последние ~3.5 млн лет выражено составом моласс и подтверждено данными трекового анализа. В это же время возрастает контрастность рельефа Прибайкалья, где моласса становится более грубой. Это связано не только с усилением рифтогенеза, но и с формированием соседних среднегорных хребтов на месте низкогорий.

Горный пояс северо-востока Азии объединяет хребты Верхоянский, Черский, Момский и расположенное восточнее Корякское нагорье. Если в Верхоянье коллизионные процессы завершились в меловом периоде, то в части Корякии они развивались в кайнозое и продолжают до сих пор. По данным В.Н. Смирнова, мощные восходящие движения проявились с конца плиоцена и охватили всю территорию в квартере. Наибольшие амплитуды поднятий (более 2 км) характерны для хребтов Верхоянского, Черского, Сунтар-Хаята и центральной части Корякского нагорья. Л.М. Парфёнов с соавторами отметили, что поднятия усилились со среднего плейстоцена в условиях косо́го сжатия.

К.Оллиер обобщил данные о позднекайнозойских вертикальных движениях в различных горных системах и обнаружил повсеместное усиление восходящих движений в плиоцене–квартере, реже начиная с позднего миоцена. На западе Северной Америки такое усиление поднятий отмечено в Скалистых горах, где коллизия завершилась в ларамийскую фазу, Береговых хребтах и Каскадах, относящихся к области альпийской коллизии, а также в Провинции Бассейнов и Хребтов и плато Колорадо. Горный пояс Анд возник при взаимодействии субдукции океанских плит Восточной Пацифики под краевые структуры континента и коллизии этих структур с Южно-Американской плитой. К.Оллиер отмечает усиление поднятий с конца миоцена в Эквадоре и Центральных Андах и с плиоцена в Боливии и Перу. Согласно Т.В. Романюк, возникновение субаэральных деформационных поднятий началось в Центральных Андах в конце олигоцена, а в конце миоцена поднятия усилились и достигли наибольшей величины в плато Альтиплано-Пуна и Восточных Кордильерах (≥ 2 км) при минимальном латеральном укорочении. Усиление поднятий отмечено и на западных окраинах Пацифики.

В плиоцене–квартере возникли тектонические поднятия до 1 км и более в Восточно-Африканской рифтовой системе и некоторых участках Африканской, Аравийской и Сибирской платформ. Таким образом, этот процесс охватил не только области новейшей коллизии и иных проявлений сжатия при межплитных взаимодействиях, но и платформы, далеко выйдя за пределы собственно коллизионных поясов. Чтобы оценить роль второй стадии горообразования в тектонической истории Земли, обратимся к орогенным этапам геологического прошлого, которые показывают, что последовало за этой стадией.

В герцинском Уральском орогене В.Н. Пучков выделяет «мягкую» и более позднюю «жесткую» коллизию, причём обе они омолаживаются с юга на север. Первые проявления «мягкой» коллизии на юге Урала относятся к фамену, а на севере – к раннему карбону и рассматриваются как коллизия Магнитогорской островной дуги с континентом Лавруссия. В определённом смысле это событие аналогично маастрихтским коллизионным проявлениям в Аравийско-Кавказском регионе, которые не являются обязательной принадлежностью орогенного этапа. К нему следует относить «жесткую» коллизию, связанную с закрытием Палеоуральского океана (смыканием Восточно-Европейского и Казахстанского континентов) и выразившуюся в образовании бивергентного Уральского орогена с расплющиванием и выжиманием горных масс и гранитообразованием в осевой части и покровно-складчатыми структурами на бортах. В южных сегментах Урала «жесткая» коллизия началась в

среднем карбоне (серпуховской век). Об её омоложении к северу свидетельствует изменение возраста осевых гранитных интрузий от позднекаменноугольного до раннепермского. Соответственно изменялось и время завершения формирования орогенных поднятий, которые на севере продолжали развиваться в поздней перми, когда на юге уже формировался посторогенный пенеплен.

При всех вариациях развития коллизии и связанных с ней субэкранных поднятий на Урале выделяется раннепермская эпоха (артинский век?), когда горообразовательные процессы получили всеобщее распространение. Синхронную активизацию вертикальных движений А.А. Моссаковский и другие авторы отметили в разных частях Урало-Монгольского орогенического пояса и в других областях герцинского орогенеза. По-видимому, артинский век следует рассматривать как аналог второй стадии новейшего горообразования. Наиболее важным представляется то, что эта фаза совпала со временем глобальной перестройки системы движения литосферных плит, возможно, отражающей частичную реорганизацию конвективной системы Земли. Именно тогда возник Тетис, и зародился Атлантический океан.

Ю.Г. Леонов выполнил глобальное исследование каледонского орогенного этапа. По его данным, коллизия и рост деформационных поднятий начались в конце силура. Поднятие охватило все каледонские орогены, и его проявления распространились на платформенные территории в эйфельский век. Вероятно, его следует отождествлять со второй стадией каледонского горообразования, которая, как и в случае герцинского орогенеза, совпала с эпохой перестройки глобальной плит-тектонической системы.

По аналогии с каледонским и герцинским орогенными этапами можно предположить, что вторая стадия новейшего горообразования также отражает особое планетарное событие, предопределённое широким распространением коллизионных условий, но вышедшее за пределы областей коллизионного взаимодействия плит. Так же, как в предшествовавшие орогенные этапы, это событие может изменить глобальную систему взаимодействия плит и её глубинных источников, но их масштабы и содержание для новейшего этапа мы пока оценить не можем.

Если исключить орогенические проявления, связанные с эпохами деформаций типа киммерийской или ларамийской, которые, хотя и охватили обширные территории, но не получили глобального распространения, четыре глобальных орогенических этапа (новейший, герцинский, каледонский и, вероятно, вендский, продолжавшийся до начала кембрия) занимали в течение последних 560 млн лет >30% геологического времени. Из них, судя по трём последним таким этапам, вторые стадии

орогенеза, т.е. эпохи предполагаемой перестройки геодинамической системы Земли, длились $\leq 7\%$ времени.

В.А. Трофимов¹

Особенности строения и характера сочленения крупных тектонических элементов юго-востока Восточно-Европейской платформы

Юго-восточная часть Восточно-Европейской платформы, где сосредоточены крупные месторождения нефти и газа, характеризуется относительно неплохой изученностью бурением и геофизическими методами. По результатам проведенных исследований установлены основные закономерности размещения месторождений углеводородов (УВ); все более убедительной становится их связь с глубинными разломами. Так, совершенно очевидно она проявляется в относительно простых случаях, когда цепочки нефтяных месторождений приурочены к протяженным тектоническим дислокациям (разломам), например, Жигулевскому. Однако, даже в этих случаях тип разлома и, соответственно, характер сочленения тектонических элементов понятен не всегда. А это момент принципиальный, так как именно он в значительной мере определяет тектонический стиль региона.

Тектонический контроль размещения месторождений углеводородов не всегда столь очевиден, как в отмеченных выше сравнительно простых случаях. Как ни странно, значительная доля неопределенности относится к хорошо изученному бурением Южно-Татарскому своду, на котором среди многих десятков месторождений размещены и известные гиганты – Ромашкинское, Ново-Елховское, Бавлинское, Туймазинское. Не всегда понятен характер сочленения Волго-Камской антеклизы и Прикаспийской синеклизы. Есть вопросы и по другим крупным тектоническим элементам. Поэтому изучение особенностей строения и характера сочленения даже хорошо изученных крупных тектонических элементов весьма актуально, может способствовать пониманию геодинамической обстановки и процессов формирования месторождений УВ,

¹ АО «ВНИИГеофизика», Москва, Россия

выявлению закономерностей их размещения и, на этой основе, – повышению эффективности поиска их новых скоплений.

Методологической основой решения поставленной задачи стала концепция о тектонической расслоенности литосферы, точнее, сделанные Ю.Г. Леоновым выводы о том, что выполаживание листрических разрывов может происходить на разных глубинных уровнях, а разный масштаб явления обуславливает формирование структурных элементов различных порядков.

Важную роль в понимании тектоники востока Восточно-Европейской платформы сыграли работы М.А. Камалетдинова с соавторами, где систематизированы и представлены в виде карты Волго-Уральской области данные о проявлениях надвиговой тектоники. Отдавая должное приведенным в этой работе фактическим материалам и научному предвидению авторов, принципиально подтвердившемуся во многих районах, заметим, что большинство из полученных результатов базируется на данных бурения, грави- и магниторазведки, реже – на данных стандартной сейсморазведки.

Существенно новую информацию о строении и характере сочленения крупных тектонических элементов, об особенностях глубинного строения земной коры нефтегазоносных территорий и связях этих особенностей со строением и нефтегазоносностью осадочного чехла дает глубинная сейсморазведка МОГТ, специальным образом спроектированная, проведенная, обработанная и проинтерпретированная.

Одним из наиболее ярких примеров высокой информативности глубинной сейсморазведки МОГТ при изучении особенностей строения земной коры нефтегазоносных территорий стал геотраверс «Татсейс», который убедительно показал наличие под крупными нефтяными скоплениями глубинных взбросо-надвигов, рассекающих всю земную кору.

Не претендуя на всеобъемлющее представление тектоники и геодинамики юго-востока Восточно-Европейской платформы, рассмотрены отдельные примеры решения задачи по изучению характера сочленения крупных тектонических элементов в этом регионе на основе результатов глубинной сейсморазведки МОГТ по некоторым региональным профилям.

Результаты глубинных сейсмических исследований, полученные по отдельным региональным профилям, позволили наметить закономерности, характерные для зон сочленения крупных тектонических элементов. Это, прежде всего, наличие глубинных взбросо-надвигов, по которым сочленяются эти элементы и выполаживание которых наблюдается в самой нижней части земной коры – на границе Мохоровичича, где собственно и происходили основные горизонтальные срывы.

Можно предположить, что горизонтальное сжатие, в обстановке которого формировались эти взбросо-надвиги, захватывало огромные территории, и каким-то образом связано с формированием гигантских структур изометричной (кольцевой?) формы.

Наблюдаемые на сейсмических временных разрезах взбросо-надвиги, выполаживаются и формируют горизонты срыва не только в низах коры, но и на меньших глубинных уровнях, в том числе – и в осадочном чехле. В этом случае они формируют структуры меньших порядков, причем со смещением их сводов, что несомненно должно учитываться в практике поисково-разведочных работ на нефть и газ, в том числе при выполнении площадных сейсмических построений.

Выполненный анализ результатов глубинных сейсмических исследований МОГТ по региональным профилям, пересекающим некоторые крупные тектонические элементы востока Восточно-Европейской платформы, позволяет сделать следующие выводы:

1. Получена новая и уточнена имеющаяся информация о строении и характере сочленения изученных крупных тектонических элементов, а именно:

– показано, что Жигулевско-Пугачевский свод сочленяется со Ставропольской депрессией (южной частью Мелекесской впадины) по глубинному взбросо-надвику, фронтальная часть которого имеет сложное строение, а в осадочном чехле распадается на отдельные ветви;

– существенно уточнено положение юго-восточного ограничения Южно-Татарского свода; показано, что оно также представляет собой систему взбросо-надвигов разной глубинности, обусловивших существенные различия в строении фундамента, рифей-вендского комплекса и палеозойских отложений;

– сочленение Волго-Камской антеклизы и Прикаспийской синеклизы происходит по системе взбросо-надвигов, одни из которых имеют глубинный характер и выполаживаются на уровне Мохо, другие имеют меньшую глубинность и связаны с границами в верхней части коры.

2. Выявленные взбросо-надвиги, ограничивающие надпорядковые структуры и структуры первого порядка, субвертикальны в осадочном чехле и в верхней части фундамента и выполаживаются в нижней части земной коры – на границе Мохоровичича. В то же время, имеются взбросо-надвиги, выполаживающиеся на меньших глубинных уровнях и сформировавшие в осадочном чехле структуры низших порядков.

3. Полученные результаты свидетельствуют о широком развитии в нефтегазоносных районах востока Восточно-Европейской платформы структур горизонтального сжатия и позволяют с новых позиций подойти к построению тектонических (тектонодинамических) карт региона.

Проведенный нами анализ данных глубинной сейсморазведки МОГТ по региональным профилям позволил не только подтвердить ранее высказанные Ю.Г. Леоновым, М.А. Камалетдиновым, В.И. Попковым и другими учеными идеи о преобладающей роли горизонтальных напряжений в формировании геологических структур разных порядков, но и перенести эти идеи в практическую плоскость: в определение характера сочленения крупных тектонических элементов, выявление закономерностей размещения месторождений углеводородов, в изучение и опосредованное опосредование структур меньших порядков. Следующим закономерным этапом должна стать переобработка сейсморазведочных материалов по всем региональным профилям (в первую очередь – по глубинным) с использованием современных программно-алгоритмических комплексов и методических подходов, выполнить их тектонофизическую интерпретацию и обобщение. Не исключено, что на некоторых принципиальных направлениях потребуются отработка новых сейсмических профилей большой глубинности. Главным результатом этих работ должна стать новая тектонодинамическая карта Волго-Уральского региона, уточнение закономерностей размещения месторождений углеводородов и оптимизация их поиска.

Н.И. Филатова¹

Синдвиговые структуры и магматизм рубежа мела–палеогена окраины Востока Азии: индикаторы трансформной границы континент–океан

Формирование мезо-кайнозойского континентального обрамления северо-запада Тихоокеанского региона традиционно связывается с перманентным субдукционным процессом, смещавшимся во времени в сторону океана. Однако присутствие на этой окраине системы грабенов со специфическими вулканитами поставило вопрос об изменении во времени характера границы континент–океан. В этом плане важную индикаторную роль играют позднекампан-эоценовые базальтоиды Охотско-Корякско-Анадырского региона, приуроченные к окраинноконтинентальной Восточно-Азиатской синдвиговой рифтовой системе (ВАРС). По ряду свойств

¹ Геологический институт (ГИН) ФАНО, Москва, Россия

они близки к вулканитам внутриплитного (WPB) или OIB типа, однако их тектоно-геодинамическая идентификация остается спорной [1, 3, 4, 6, 7] при тенденции отнесения к надсубдукционным образованиям.

Структуры и магматизм ВАРС. Восточно-Азиатская рифтовая система (ВАРС) рубежа мела–палеогена протягивается по окраине Азиатского континента, нарушая структуры альб-сенонского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и его преддуговых прогибов. Она расположена на восточном продолжении палеозойско-раннемезозойской Центрально-Азиатской рифтовой системы (ЦАРС) [9], сопряженной с Монголо-Охотской сутурой, трансформировавшейся в мезозое в зону левосторонних сдвигов. ВАРС образована эшелонированной системой сближенных левосторонних сдвигов и сбросо-сдвигов преобладающей северо-восточной ориентировки и приуроченных к ним бассейнов типа пулл-апарт, сочетающихся с поперечными сдвигами и грабенами. Разломы ВАРС сопровождаются ареалами вулканитов, по составу и структурной позиции резко отличающихся от пород надсубдукционного ОЧВП. Это типичный продукт трещинных излияний с преобладанием базальтов и андезибазальтов щелочной, реже толеитовой магматических серий. В подчиненном объеме (обычно в виде даек и субпластовых залежей) присутствуют щелочные кислые породы. Датировки магматических пород ВАРС лежат в диапазоне поздний кампан – ранний эоцен: 80-56, 65-40 млн лет (K-Ar метод [7 и ссылки там]) и 77–65 млн лет (U-Pb SHRIMP [1 и ссылки там]). Главный этап магматизма ВАРС приходится на интервал маастрихта–палеоцена.

Базальтоиды ВАРС (мощностью до 500 м) заполняют грабены или образуют субгоризонтальные приразломные плато, несогласно перекрывающие вулканоструктуры ОЧВП. Телескопированная система грабенов, шириной до 50-70 км, северо-восточной ориентировки с ареалами вулканитов протягивается на многие сотни км от западного Приохотья до Чукотки. Наиболее крупные ареалы локализованы на пересечении этой системы ортогональными сдвигами, как например, в Анадырской впадине, клавишно-блоковое строение фундамента которой обусловлено пересечением северо-восточных разломов поперечной Барыковско-Наваринской зоной сдвигов. Магнитометрические данные указывают на широкое распространение вулканитов ВАРС и под чехлом кайнозойских отложений региона.

Базальтоиды ВАРС характеризуются композитностью петрогеохимического состава: наряду с доминирующими параметрами OIB в них нередко проявлены свойства надсубдукционных лав (IAB) и MORB [6]. Наиболее тыловой Пеледонский ареал образован оливиновыми базальтами OIB типа с высоким (>2 вес.%) содержанием TiO_2 и сильно фрак-

ционированным распределением REE. К ним близки высокотитанистые базальтоиды Пенжинско-Анадырской группы грабенов, но присутствуют и базальтоиды смешанного геохимического состава: подобно OIB они обогащены LREE, однако умеренные содержания титана и повышенная глиноземистость свидетельствуют о субдукционной компоненте. Аналогичные различия с OIB свойствами, а также толеиты с чертами IAB обнаружены в Анадырской впадине и Танюер-Канчаланском ареале [4]. На юго-западном продолжении последнего, в Рарыткинском ареале, OIB-базальты обнаруживают влияние надсубдукционного (Ta-Nb минимум) и E-MORB ($La/Sm = 0.8-1.2$) источников. Им сопутствуют толеиты с низкой величиной отношений изотопов Sr ($0.70289-0.70298$ [6]). MORB-составляющая характерна для вулканитов грабенов поперечной Барыковско-Наваринской сдвиговой зоны ВАРС. Но и здесь присутствуют сходные с OIB дайки с титанавгитом и титаномagnetитом и повышенным содержанием HFSE, включающие также примесь надсубдукционной компоненты. Доминирующие в ВАРС базальтоиды OIB типа позволяют предполагать их связь с нижнемантийными плюмами. В ходе апвеллинга плюмы взаимодействовали с претерпевшей в геологическом прошлом надсубдукционный метасоматоз литосферой окраины Азии, а также с деплетированной мантией, что обусловило сложный состав вулканитов. Изотопные составы нижнемантийных лав весьма разнообразны [1, 8 и ссылки там]. Базальтоиды ВАРС северного Приохотья, как и ряд ареалов OIB Тихоокеанского суперплюма, на диаграмме соотношений $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$ образуют тренд в направлении источника EMI [1]. Судя по этим параметрам, этот плюмовый источник индуцировал в пределах ВАРС на продолжении Монголо-Охотских сдвигов обширную альб-кампанскую Западно-Охотскую провинцию кислых вулканитов с EMI свойствами, которую обычно считают надсубдукционным сегментом ОЧВП.

Геодинамика ВАРС. Этап рифтогенеза и магматизма OIB типа рубежа мела-кайнозой окраины Востока Азии приурочен к интервалу между затуханием в позднем мелу окраинноконтинентального ОЧВП и оформлением в среднем эоцене по обрамлению Пацифика Олюторско-Камчатского орогенного пояса (ОКамч). Признаки сжатия края континента и блокировки зоны субдукции ОЧВП проявились в сеноне [7], когда известково-щелочной надсубдукционный магматизм пояса сменился на анатектический кислый больших объемов, а в преддуговой области морские турбидиты надстроились сенонской субаквальной молассой. На пике режима сжатия между континентом и океаническими плитами возникло скольжение по системе левых сдвигов с образованием трансформной границы. В этой обстановке бывшая активная окраина континента

нента была нарушена сближенными сдвигами и сбросо-сдвигами, составившими в совокупности с бассейнами растяжения Восточно-Азиатскую рифтовую систему. Большая часть бассейнов развивалась в наземных условиях, но по направлению к океану осадконакопление в них становилось субаквальным, а непосредственно по трансформной границе континент–океан возник Хозгонско-Лесновско-Укэляятский морской турбидитовый бассейн, представлявший пограничную с Пацификом структуру ВАРС. Блокировку зоны субдукции ОЧВП связывают [2 и др.] со столкновением с краем континента Охотоморской микроплиты повышенной мощности (и дискуссионной природы). Зона столкновения запечатлена, возможно, в линейной высокоскоростной приповерхностной сейсмоаномалии [10 и др.] северной части Охотского моря. Перемещаясь с плитой Кула в северо-западном направлении [6], эта микроплита в зоне влияния Монголо-Охотской левосдвиговой зоны вовлекалась в ротацию по часовой стрелке, играя для Корьякско-Северо-Камчатского края континента роль индентора и расчленяя его по сдвигам на ряд продольных блоков с образованием синсдвиговых бассейнов. В целом поздне меловые–раннекайнозойские структуры ВАРС, трассируя на восток палеозойско–раннемезозойскую ЦАРС [9], продолжили во времени распространение в этом же направлении обстановки трансформной границы вдоль азиатского континента.

Данные сейсмотомографии позволяют предполагать связь вулканистов ВАРС с латеральными ответвлениями низкоскоростного (LVa) нижнемантийного вещества от Тихоокеанского суперплюма [5, 8, 12 и др.]. Однако, по данным сейсмопрофилирования [13], в источниках магматизма ВАРС могла происходить интерференция глубинного вещества как Тихоокеанского, так и Атланта-Африканского суперплюмов. Возникший под окраиной континента нижнемантийный андерплейтинг обусловил магматизм ОІВ-типа в ВАРС.

Выводы. 1. Соотношение континентальной окраины Азии с плитами Пацифика не исчерпывалось конвергенцией, сменяясь временами процессами взаимного скольжения. Подобная трансформная граница, возникшая здесь на рубеже мела–палеогена, обусловила деструкцию края континента по левосторонним сдвигам и сбросо-сдвигам, составившими вместе с бассейнами пулл-апарт Восточно-Азиатскую рифтовую систему (ВАРС), которая нарушила структуры мелового надсубдукционного ОЧВП. ВАРС рубежа мела–палеогена трассирует на восток более раннюю Монголо-Охотскую зону левосторонних сдвигов [9], продолжив во времени формирование трансформной границы по обрамлению Азиатского континента. 2. Специфика магматизма ВАРС заключается в его окраинноконтинентальной позиции близ трансформной гра-

ницы. Базальтоиды ВАРС, изливавшиеся по трещинам поверх былой активной окраины, по составу близки внутриплитным ОІВ, что позволяет предположить их связь с нижнемантийным источником; взаимодействие последнего с деплетированной мантией и метасоматизированной в геологическом прошлом литосферой обусловили композитный состав лав.

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101–114.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 282 с.
4. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Максимов С.О., Сандимиров И.В. // ДАН. 2009. Т. 429. № 2. С. 227–233.
5. Пуцаровский Ю.М., Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н. // ДАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 88–99.
6. Федоров П.И., Филатова Н.И. // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.
7. Филатова Н.И. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 64–75.
8. Филатова Н.И. // Петрология. 2002. Т. 10. № 4. С. 411–441.
9. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
10. Bijwaard H., Spakman W., England E.R. // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103 (B12). P. 30055–30078.
11. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R. / Eds. J.W.H. Monger, J. Francheteau // Geol. Soc. Amer. Boulder, Colorado, 1987. P. 19–37.
12. Vasco D.W., Johnson L.R. // J. Geoph. Res. 1998. Vol. 103. P. 2633–2671.
13. Shepard G.E., Muller R.D., Seton M. // Earth-Science Reviews. 2013. Vol. 124. P. 148–183.

Тектонические структуры и оруденение центральной части Кулар-Нерского террейна

Кулар-Нерский террейн (КНТ) представляет внешнюю границу между Колымо-Омолонским супертеррейном (микроконтинентом) и погруженной восточной окраиной Северо-Азиатского кратона. Установлена сложная деформационная история развития тектонических структур КНТ. Она определяется субсинхронными поднеюрскими–раннемеловыми аккрецией Колымо-Омолонского супертеррейна и субдукционными процессами в Удско-Мургальской островной дуге на восточной окраине Северо-Азиатского кратона [3]. С этими событиями связано формирование разновозрастных складчато-надвиговых структур, гранитоидов Главного (Колымского) батолитового пояса, а так же Au, Sn и W минерализации. В позднем неокоме изменились направления движения Колымо-Омолонского супертеррейна и субдукции Удско-Мургальской дуги, произошла активизация надвигов и проявление сдвиговых движений [3]. Постаккреционные тектонические события, Au-Sb, Ag-Sb и Au-Ag минерализация связаны с развитием позднемелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Кулар-Нерский террейн сложен преимущественно черносланцевыми отложениями верхней перми, триаса и нижней юры, метаморфизованными до начальных ступеней зеленосланцевой фации (рис. 1). Чаркы-Индибирский разлом отделяет его от Полоусно-Дебинского террейна, сложенного преимущественно юрскими флишоидными турбидитами. В КНТ расположены промышленно важные месторождения золота (Наталка, Павлик, Родионовское, Дегдекан, Дрожное, Базовское и др.) и сурьмы (Сарылах, Сентачан) северо-востока России. Месторождения размещаются на границах крупных тектонических структур или внутри них. Тектонические структуры разделяются разломами, которые являются путями транзита флюидов и пространственно контролируют размещение месторождений.

В центральной части Кулар-Нерского террейна выделяются продольные тектонические зоны: Ольчан-Нерская (ОНЗ) и Адыча-Тарынская (АТЗ). Изучены деформационные структуры месторождений, рас-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

² Северо-Восточный федеральный университет (СВФУ) им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия

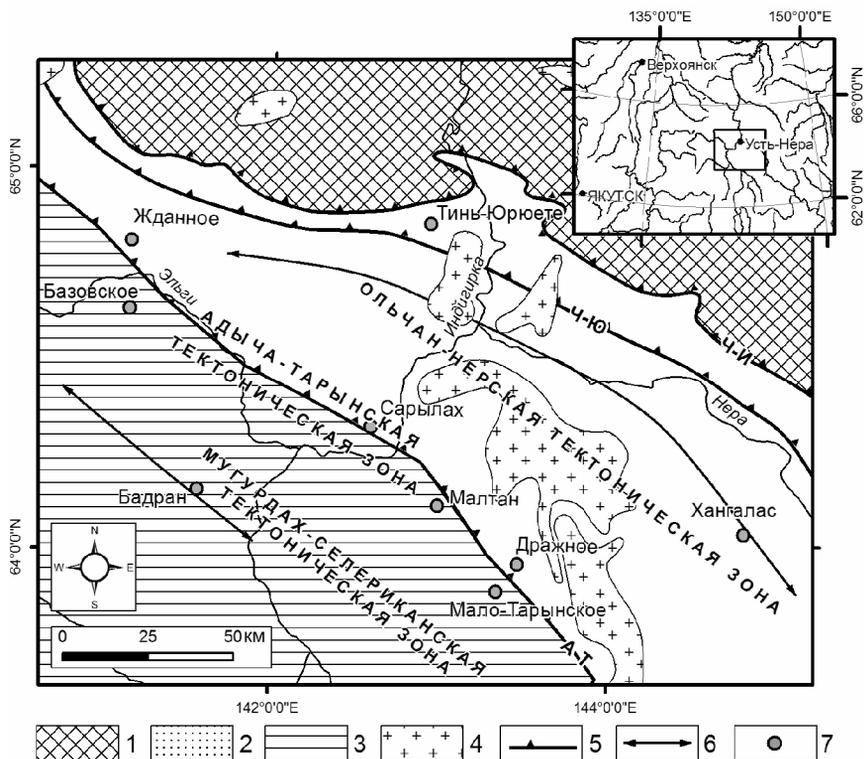


Рис. 1. Схема тектонического строения центральной части Кулар-Нерского террейна и прилегающих территорий
 1–2 – террейны: 1 – Полоусно-Дебинский, 2 – Кулар-Нерский; 3 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 4 – гранитоиды; 5 – надвиги; 6 – оси антиклинориев; 7 – месторождения. Разломы (надвиги): ЧИ – Чаркы-Индигирский, ЧЮ – Чай-Юреинский, АТ – Адыча-Тарынский

положенных в различных тектонических зонах центральной части Кулар-Нерского террейна [3-5]. В *Ольчан-Нерской тектонической зоне* проявлены многоэтапные надвиговые и наложенные на них сдвиговые деформации [2, 5]. Зона характеризуется крупными россыпями золота, однако сопоставимых по масштабам рудных месторождений до настоящего времени не установлено. На месторождении Хангалас, которое является наиболее крупным в ОНЗ, оруденение локализуется в минерализованных зонах дробления, с межпластовыми и секущими кварцевыми жилами. Рудные зоны падают от юго-западного до южного на-

правлений под углом от 30-50° до 70-80°. Устанавливается северо-западное и широтное простирание складок с углами падения крыльев от 10-20° до 60-70° и соответствующий им кливаж параллельный осевым поверхностям. В юго-западной части месторождения наблюдаются опрокинутые складки субширотного простирания (75-85°) с пологими (10-25°) шарнирами. Полюса кварцевых жил и трещин на стереографической проекции формируют взбросовый и сдвиговый пояса. Развита взбросо-надвиговая (складки и кливаж северо-западного простирания, будинаж, борозды скольжения, золото-кварцевые рудные тела), левосдвиговые (складки, сдвиговые дуплексы, борозды скольжения) и правосдвиговые (складки и кливаж широтного простирания, будинаж, борозды скольжения, сдвиговые дуплексы) структурные парагенезисы. Своеобразие структур ОНЗ заключается в том, что наряду с региональной складчатостью северо-западного простирания здесь широко проявлены складки широтного простирания. Предполагается, что правосдвиговый этап развития завершает мезозойские деформационные события.

Главной тектонической структурой *Адыча-Тарынской зоны* является одноименный разлом, в зоне и ветвях которого известны разномаштабные благороднометалльные объекты преимущественно с орогенным золото-кварцевым, золото-редкометалльным и посторогенным золото-сурьмяным и серебро-сурьмяным оруденением. По разлому приходят в соприкосновение тектонические блоки с различным стилем деформаций. Он проявляется увеличением интенсивности складчато-разрывных и трещинных деформаций в полосе шириной первые десятки километров, изменением простирания складчатости в смежных крыльях разлома. Золото-кварцевая малосульфидная и бертьерит-антимонитовая минерализации образуют как самостоятельные проявления и месторождения, так и совмещаются в пределах многократно активизированных разломных зон. Орогенная золото-кварцевая малосульфидная минерализация локализуется в надвигах, в основном, юго-западной вергентности с различной интенсивностью деформации пород. Проявлены характерные для надвиговых систем соединяющиеся, соединительные и ответвляющиеся надвиговые чешуи. Они представляют зоны тесно связанных многократно активизированных надвигов, сходных геометрически и кинематически и наложенных поздних сдвиговых деформаций. В пределах рудных полей наблюдается нарастание интенсивности складчатых деформаций, максимальных в зонах продольных длительно развивающихся рудоконтролирующих разломов. Важно подчеркнуть, что минерализованные зоны дробления, как правило, развиваются вдоль срывов по контактам пород разной компетентности. Широко развиты

фронтальные и косые ramпы, системы межслоевых и секущих надвигов образующих дуплексы. Сдвиговые разрывные нарушения северо-восточного простирания образуют закономерные динамопары с надвигами. С ранними надвиговыми деформациями связано формирование линейных складок концентрического типа с преобладающим северо-западным простиранием и юго-западной вергентностью, изображенных на разномасштабных геологических картах района. В пределах рудоносных зон они образуют полосы напряженной складчатости шириной до первых сотен метров. На крыльях складок проявлены борозды скольжения, ориентированные по падению пород. Бертьерит-антимонитовая минерализация локализуется в тех же структурах, что и золото-кварцевая. Она формировалась при левосдвиговых движениях по рудоконтролирующим разломам, наиболее широко проявленным вдоль осевой части Адыча-Тарынского разлома [6]. С этими движениями ассоциируют складки северо-восточного простирания различного морфологического типа – от открытых симметричных до сжатых опрокинутых. Поперечные складки широко развиты и в других золоторудных узлах и полях (Курунг-Агылыкский, Эльгинский, Дора-Пильский) центральной части Кулар-Нерского террейна. Наложённые складки обычно приразломные, быстро затухают при удалении от рудных зон. Шарниры складок погружаются под углами от 20° до 80°. С поперечными деформациями ассоциирует кливаж плитчатый и скорлуповато-плитчатый, наложенный на региональный кливаж северо-западной ориентировки. Обычно в обнажениях развивается один из кливажей, реже можно наблюдать два пересекающихся кливажа.

Тектонические зоны КНТ различаются стилем деформаций, особенностями эволюции тектонических структур, масштабами проявления, типами и условиями локализации разновозрастного оруденения.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00465), по плану НИР ИГАБМ СО РАН при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 p_восток_a).

Литература

1. Прокопьев А.В., Тронин А.В. Седиментологические и структурные особенности зоны сочленения Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория // Отч. Геологии. 2004. № 45. С. 49-56.

2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

3. Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия – территория Верхояно-Колымской коллизионной металлогенической области) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. В 2-х т. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. 410 с.

4. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны (северо-восточная Якутия) // Отеч. Геология. 2003. № 3. С. 16-21.

5. Фридовский, В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан // Тихоокеан. Геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 50-62.

Н.С. Фролова¹, А.Н. Корбутяк¹, Х. Гуал Перес¹

Изучение рельефа сдвиговых зон с помощью аналогового моделирования

Начиная с 1928–1929 гг. (Г. Клоос и В. Ридель), были сделаны тысячи экспериментов по физическому моделированию сдвиговых зон. С их помощью изучали, прежде всего, формирование и эволюцию комплекса разрывов. Позже в моделях из влажной глины были получены и складчатые структуры [10], такие, как на рис. 1, выраженные на поверхности в виде вытянутых поднятий. С развитием экспериментов в технике sandbox на поверхности моделей были получены валообразные поднятия иного происхождения [2, 9], однако пристально ими никто не занимался. В то же время изучение валообразных поднятий важно как с теоретической, так и с практической точки зрения. Валы являются неотъемлемым структурным элементом любых платформ. Они представляют собой пологие линейные поднятия, протяженностью несколько десятков, а иногда и более, километров и, как правило, состоят из ряда более мелких поднятий. В литературе высказываются самые разнообразные мнения о механизме формирования валов. Иногда их связывают с формированием складчато-надвиговых структур (в том случае, если они находятся вблизи складчатых поясов), а также с подъемом нижележащих блоков фундамента [6], но это не всегда доказано. Существует точ-

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва

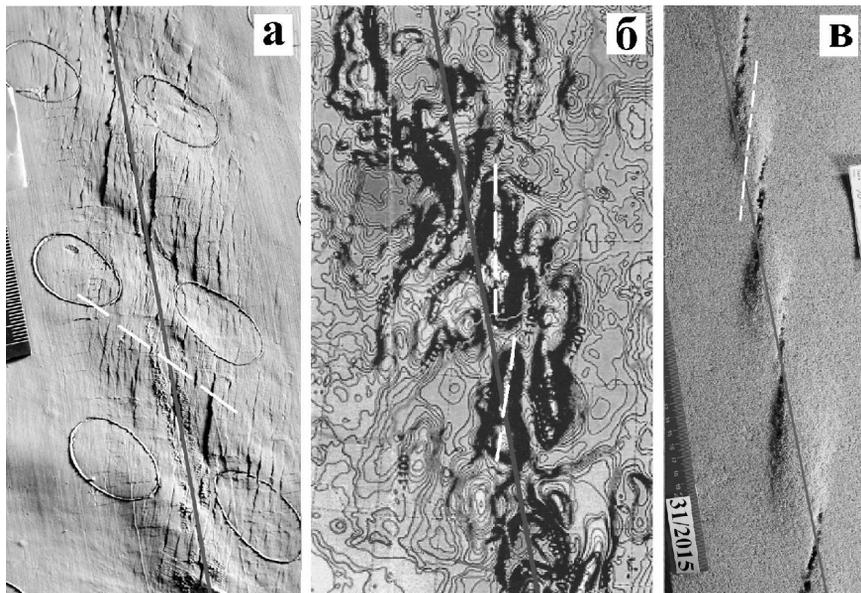


Рис. 1. Валообразные поднятия в экспериментальных (а, в) и природных (б) зонах неоднородного сдвига: а – брахискладки продольного укорочения в модели из слабослоистой влажной глины; б – Пуровский пояс мегавалов.

Фрагмент структурной карты Западно-Сибирской синеклизы по кровле альб-сеноманского горизонта, по [1]; в – валообразные поднятия в модели из песка. Серые линии – проекции на поверхность: а и в – линии соприкосновения блоков, имитирующих фундамент в экспериментах, б – Худуттейского разлома. Белые пунктирные линии – оси складок или валов

ка зрения, что валы формируются в условиях горизонтального сжатия [3], но почему такое сжатие осуществляется локально и может проявляться на большом удалении от складчатых поясов, не уточняется. На молодых платформах, таких, как Западно-Сибирская, Туранская, Тимано-Печорская, с валообразными структурами часто связаны месторождения углеводородов. Например, в строении одной из богатейших нефтегазоносных областей Западной Сибири – Надым-Пурской – выделяется ряд крупных поднятий и валов (самым известным из которых является Уренгойский), с которыми связано большинство месторождений УВ данной территории. В ряде работ предполагается, что цепочки подобных валов связаны со сдвиговой тектоникой, однако конкретный механизм либо не рассматривается, либо считается, что это упомянутые выше (рис. 1а) «присдвиговые складки» [4, 5]. Однако анализ и сравне-

ние ориентировок осей таких складок в экспериментальных моделях и природе показывает, что это в большинстве случаев не так (см. рис. 1).

В последнее время с помощью современных методов активно изучается рельеф сложных сдвиговых обстановок (транстенсия и транспресия) или влияние на рельеф сдвиговых зон синтетектонической эрозии и седиментации [8]. Рельеф, формирующийся в обстановке простого сдвига, начал подробно изучаться лишь недавно [7], однако эксперименты проводились с использованием влажной глины. Мы считаем, что структуры в моделях из песка имеют большее сходство с природными структурами осадочного чехла, сформировавшимися над сдвиговыми разломами фундамента платформ. Аналогом именно такой обстановки деформации являются наши эксперименты. Правомерность использования песка для моделирования верхних частей земной коры показана многими зарубежными исследователями [8].

В Лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ нами была проведена две серии экспериментов с целью изучения рельефа зон сдвига. «Фундаментом» служили две доски, уложенные в специальный прибор, длинные стороны которых скользили друг относительно друга со скоростью 0.7 мм/мин (в первой серии скорость была чуть больше). В качестве «чехла» в первой серии экспериментов использовался среднезернистый песок с солидолом, а во второй серии – крупнозернистый песок: сухой, слегка влажный и с примесью солидола. Мощность «чехла» в экспериментах составляла 3 и 4.5 см. В дальнейшем предполагается провести эксперименты со среднезернистым и мелкозернистым песком, однако уже получившиеся результаты представляют с нашей точки зрения интерес.

В опытах с использованием сухого крупнозернистого песка вначале формировались протяженные хорошо заметные валы вдоль всей линии сдвига, без видимых опережающих (сколы Риделя) разрывов. Описание этого феномена нам в литературе не встречалось. При продолжении сдвига вал распадался на ряд небольших поднятий. При использовании влажного крупнозернистого песка или того же песка с солидолом слабо заметный единый вал в самом начале тоже появлялся, а затем изолированные поднятия росли одновременно с развитием сколов Риделя (рис. 2). При этом валы были сильно вытянутыми и асимметричными. Высота валов над недеформированной поверхностью модели составляла 7-10 мм и не зависела от мощности «чехла». В некоторых опытах развивались мелкие разрывы в средней части валов. В экспериментах, в которых «чехлом» служил песок более мелкой фракции (среднезернистый) с добавлением солидола, поднятия между смежными сколами Риделя оказывались очень слабо вытянутыми.

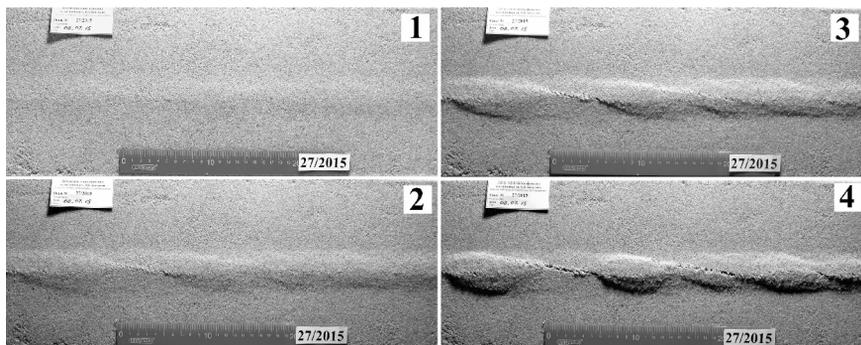


Рис. 2. Развитие валообразных поднятий (1–4) в эксперименте. Простой неоднородный правый сдвиг. Песок с примесью солидола, фракция $0.5 \square 0.8$ мм

Структурная эволюция «чехла», сложенного песком, в зоне динамического влияния сдвигового разлома «фундамента» в экспериментах выглядела следующим образом. Сначала возникали кулисы мелких трещин отрыва, объединявшихся затем в сколы Риделя. Последние также располагались эшелонировано над сдвиговым разломом фундамента, образуя угол около 15° с простиранием этого разлома, причем сдвиг вдоль них шел практически в том же направлении, что и сдвиг в фундаменте. На последующих этапах сдвигания участки «чехла», расположенные между окончаниями соседних параллельных эшелонированных сколов Риделя, испытывали горизонтальное сжатие, ось которого была ориентирована вдоль сколов. При этом формировались поднятия, вытянутые в том же направлении (см. рис. 2). Сжатие было обусловлено тем, что эти «внутренние» участки располагались во *фронтальной* части движущихся навстречу друг другу крыльев смежных сколов. В то же время соседние «внешние» участки, расположенные в *тыловых* частях противоположных крыльев этих сколов, испытывали растяжение и опускание. Появление валов еще до видимых сколов Риделя свидетельствует о том, что кроме описанного механизма большое значение в образовании поднятий имеет также явление дилатансии – разуплотнения гранулированных сред при сдвиговой деформации.

Таким образом, на основании проделанной работы можно сделать вывод, что в условиях простого сдвига в системе «чехол \square фундамент» всегда формируются валообразные поднятия. Их конфигурация зависит от свойств деформируемого материала и величины сдвига.

Вероятно, многие валы в чехле платформ обязаны своим происхождением этому простому механизму. Активизация разломов фундамента

в новейшее время описана в многочисленной литературе, причем это касается как молодых платформ, так и древних. В качестве примера может служить зона регионального Худуттейского правосдвигового разлома (северная часть Западно-Сибирской платформы) с рядом как бы «нанизанных» на него эшелонированных валообразных поднятий. Фрагмент этой зоны показан на рис. 2.

Литература

1. *Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И.* Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. №3. С. 3-11.
2. *Гончаров М.А., Фролова Н.С.* Парадокс ориентировки некоторых новейших нефтегазоносных брахиантиклиналей сдвиговых зон вдоль оси максимального сжатия: тектонофизическое истолкование // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 218–222.
3. *Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации (Закаспий, Предкавказье, Азовско-Черноморский регион). М.: Научный мир, 2001. 135 с.
4. *Тимурзиев А.И.* Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью). Автореф. дисс... докт. геол.-минер. наук. М., 2009. 40 с.
5. *Филиппович Ю.В.* Сдвиговая тектоника в районе Надым-Тазовского междуречья и методика прогноза нефтяных залежей. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2012. 21 с.
6. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
7. *Черемных А.С.* Сдвиговая разломная зона в рельефе: анализ цифровых моделей, экспериментальных и природных объектов // Вестн. ИрГТУ. 2014. Т. 85. №2. С. 91-102.
8. *Dooley T.P., Schreurs G.* Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. Vol. 574–575. P. 1-71.
9. *Guerroue E.L., Cobbold P.R.* Influence of erosion and sedimentation on strike-slip fault systems: insights from analogue models // J. Struct. Geol. 2006. Vol. 28. P. 421–430.
10. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.

Древние рифты Сибирского кратона и их нефтегазоносность

Геологоразведочные работы последних лет выявили широкое развитие в пределах юго-запада Сибирской платформы процессов рифтогенеза в рифейское время и интенсивных проявлений геодинамической активности земных недр в более позднее время. Все эти процессы привели к созданию сложнопостроенного Куюмбинского рифейского рифта, наиболее разуплотненная осевая часть которого окружена деформированными бортовыми склонами, пронизанными субвертикальными и наклонными зонами дезинтеграции, имеющими линейную, линейно-очаговую и очаговую форму расположения. Большинство этих зон, пронизывающих всю земную кору, контролируется деструктивной тектоникой.

Куюмбинский рифт, изученный значительным объемом сейсмических исследований 2D и 3D, ориентированных на детализацию строения внутририфтового пространства современными, в том числе инновационными технологиями и освещенные сейсмической записью до времени 10-12 секунд для изучения глубинной структуры, и большим количеством поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин, занимает площадь в 25 000 кв.км в центральной части Камовского свода.

По классификации авторов монографии «Осадочные бассейны: методы изучения, строение и эволюция» [3] Куюмбинский рифт входит в систему рифтов Сибирской платформы и является боковой ветвью выделяемой В.С. Старосельцевым [4] Ангаро-Котуйской рифтогенной системы, занимающей значительную территорию от Иркинеевского рифта на юге до среднего течения р. Котуй на севере.

Куюмбинский рифейский рифт представляет собой присводовый сложно построенный грабен, развитый в пределах крупного преимущественно гранитоидного архей-нижнепротерозойского массива в виде клинораздвиговой структуры, протянувшейся на 250 км при ширине в наиболее его широкой части в 130-135 км. Рифт состоит из осевого грабена, окруженного субмоноклинальными ступенями, характеризующимися интенсивной деструктивной нарушенностью рифейских пород. Рифейские относительно слабометаморфизованные отложения выполняют наиболее погруженные блоки осевого грабена толщиной в 4.8-5.0 км, которая сокращается в пределах граничных выступов (плечей рифта) до 0.5-1.0 км.

¹ ООО «Славнефть-Научно-производственный центр», г. Тверь

Куюмбинский рифейский рифт в сейсмическом поле рифейских и дорифейских комплексов четко отображается в виде крупной деструктивной зоны, характеризующейся слабой интенсивностью и фрагментарностью сейсмических отражений. Об этом можно судить по глубинным сейсмическим разрезам, пересекающим рифт в субмеридиональном направлении. На основе данных глубинной сейсморазведки сделан вывод, что каркас рифта образовался в раннем протерозое, и дальнейшие эпизоды рифейского рифтообразования использовали раннепротерозойскую архитектуру геологического пространства. По мнению Н.С. Малича с соавторами [1], рифты, однажды возникнув, проявляют себя неоднократно как наиболее ослабленные зоны, вдоль которых стремятся разрядиться напряжения. По данным Н.С. Малича и его соавторов, характерной чертой рифтовых структур Сибирской платформы является их резко повышенная, по сравнению с остальными частями платформы, рудная минерализация. Все известные крупные эндогенные месторождения, в первую очередь, сульфидные медно-никелевые руды, алмазы, апатит-магнетитовые руды, приурочены к палеорифтовым структурам. Это связано с повышенной проницаемостью литосферы в пределах рифтов, облегчающей вынос из глубин соответствующего материала. Куюмбинский рифт в аномальном поле силы тяжести на общем фоне отрицательных аномалий выделяется крупной локальной аномалией, соответствующей наиболее разуплотненному фрагменту земной коры региона. Интенсивная разуплотненность Куюмбинского рифта выражается не только в широком развитии в его пределах глубинных зон дезинтеграции, прослеживаемых по сейсмическим данным до глубин в 25-30 км, но и интенсивной разрушенности рифейско-раннепротерозойских и, возможно, архейских пород в пространстве между этими зонами. Эти зоны, шириной в 3-15 км, охватывают значительные фрагменты геологического пространства. Наиболее крупной из них является глубинная зона субвертикальной дезинтеграции, прослеживаемая на границе крупного гранитизированного (?) блока архей-нижнепротерозойской консолидированной коры с Куюмбинской грабеновой системой. Эта зона, шириной в 15-20 км, являясь, по-видимому, наиболее проницаемой зоной рифта, содержит гранито-гнейсовые тела непосредственно под вендскими плитными образованиями. Сейсмический рисунок в пределах зоны позволяет предполагать присутствие крупной «магматической камеры» на глубинах 10-25 км. Кроме субвертикальных зон деструкции по данным гравитомографического анализа можно предполагать в пределах рифта развитие наклонных разуплотненных зон, по-видимому, контролируемых крупными листритами.

Таким образом, интенсивная раздробленность рифейско-раннепротерозойско-архейского геологического пространства Куюмбинского рифта, наличие мощных флюидопроводящих структур в его пределах, присутствие крупных очагов активизации земных недр в его пределах позволяет судить не только о высокой энергоемкости рифта, но и о значительных преобразованиях внутририфтового вещества в ходе поступлений глубинного материала из земных недр. В первую очередь, это касается метасоматической доломитизации мощных карбонатных формаций. Флюидная переработка архей-раннепротерозойского субстрата привела в рифее к накоплению мощных карбонатных серий, огромные толщины которых парадоксально сочетаются с их мелководным характером и ведущей ролью цианей и водорослей в карбонатообразовании, и обусловил тотальную доломитизацию карбонатных толщ глубинными флюидами. Ареал такой доломитизации, судя по интегрированному анализу сейсмической и скважинной информации, контролируется Куюмбинским рифтом. Данные, полученные в результате детального анализа кернового материала, проведенного А.Е. Лукиным и В.В. Донцовым [2], подтверждают ведущую роль глубинных и сверхглубинных флюидов в преобразовании не только рифейского породного пространства, но и при процессах нефтидогенеза и нефтегазонакопления.

Рифейские нефтегазоносные залежи контролируются блоковыми системами и крупными блоками, формирующими трещинные и / или трещинно-кавернозные резервуары нефти и газа.

Литература

1. Восточная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. В 6 т. Т. 3 / Ред. Н.С. Малич. СПб.; ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
2. Лукин А.Е., Зоценко Н.А., Харахинов В.В., Донцов В.В., Науменко И.М. Литогеодинимические факторы формирования метасоматических доломитов рифея Восточной Сибири // Геологический журнал. 2009. № 1. С. 7-24.
3. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
4. Старосельцев В.С. Проблема выделения рифтогенных прогибов – перспективных тектонических элементов активного нефтегазообразования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 475-483.

Платформы, акватории Мирового океана и осадочные бассейны

Учение о платформах, как антипода геосинклиналей, и рождающихся на их месте разновозрастных складчатых сооружений, связано прежде всего с советскими и российскими учеными: А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским, В.В. Белоусовым, М.В. Муратовым, А.Л. Яншиным и многими другими. Возможно интерес к платформам был вызван огромными пространствами Советского Союза, представляющими собой равнинные территории, сложенные мощными толщами осадочных пород, с которыми связаны месторождения углеводородов. Возникшая в конце шестидесятих годов прошлого века плейттектоника отвергла учение о геосинклиналях переводя их в палеоокеаны. Вместе с тем она не внесла изменений в основные положения учения о платформах, но практически заменила их осадочными бассейнами. Этому конечно способствовало и отсутствие за рубежом таких гигантских площадей осадочных чехлов, которые имелись в Советском Союзе. Поэтому в настоящее время платформы как один из главных элементов тектоники и геодинамики Земли практически почти исключены из зарубежных научных разработок и только В.Е. Хаин, стоящий на плейттектонических позициях, оставил за ними право на существование, вопреки геосинклиналям, которые он исключил из состава земной коры.

Архейско-фанерозойские композитные кратоны и подвижные пояса, заканчивали свое развитие образованием континентальной консолидированной коры (кристаллическим фундаментом). Однако, верхняя часть разреза некоторых палеозойских, мезозойских и кайнозойских подвижных поясов не испытали консолидации и превратились в деформированную кору. Последняя образует и самостоятельные складчатые сооружения, накладывающиеся на консолидированную кору композитных кратонов. Она включается рядом исследователей в состав складчатого чехла, с которого начинается платформенное развитие [1]. Другие исследователи деформированную кору подвижных поясов и складчатых сооружений относят к деформированному фундаменту, который завершает доплатформенное развитие [2]. Кровля консолидированной коры (кристаллический фундамент) в низкочастотном спектре отраженных волн фиксируется горизонтом Ко и опорным преломляющим горизон-

¹ Институт океанологии РАН

² Геологический институт РАН

том Пф. В среднечастотном спектре отраженных волн, на котором работает практически вся поисковая сейсморазведка, кровля кристаллического фундамента экранируется перекрывающими слоями осадочного чехла и горизонт фиксируется только при низких плотностях осадочных пород. Кровлю деформированной коры (деформированный фундамент) определяют отражающий и преломляющий горизонт Ф.

Платформенное развитие практически сразу же дифференцируется на области прогибания, превращающиеся в платформенные плиты с размерами до первых тысяч километров, и области не затронутые или слабо затронутые опусканием, образующие щиты и линейные аналоги щитов, обычно не выходящие за пределы сотен километров. При отсутствии платформенных плит или при незначительных их размерах щиты увеличиваются до тысячекилометровых величин. Плиты платформ начинаются с формирования доплитного платформенного чехла, образующие изолированные линейные авлакогены или реже изометричные формы – впадины. Доплитные платформенные чехлы в виде отдельных изолированных полос не перекрывающих всю площадь платформенных плит, могут достигать многокилометровых толщин (до 10 и более километров). Плитный платформенный чехол перекрывает всю площадь плиты, достигая километровых толщин. Структурный тектонический план платформенных плит предопределяет конседиментационное дифференцированное тектоническое прогибание. Его осложняют кратковременные импульсы восходящих вертикальных тектонических движений, создающих постседиментационные положительные формы, поверхности угловых (структурных) несогласий и срезов, которые отделяют доплитный платформенный чехол от плитного, а в последнем образуют структурные этажи. Опорные отражающие горизонты позволяют выделять более мелкие единицы разреза платформенного чехла в виде сейсмокомплексов, а элементарные отражения представляют наименьшие единицы разреза в виде сейсмоквантов. В зависимости от частотного спектра сейсмокванты составляют разрез от сантиметровых значений до десято- и сотни метровых.

Щиты и линейные аналоги щитов представляют области, практически не вовлекаемые в региональное тектоническое прогибание. В них поверхности континентальной консолидированной и деформированной коры фиксируют платформенные тектонические деформации. На площадях щитов образуются осадочные бассейны, обычно не превышающие сотен километровых размеров при толщинах осадочного чехла до сотен метровых и километровых величин. Щиты и линейные аналоги фанерозойских платформ обычно захватываются кайнозойским эпиплатформенным орогенезом или дейтероорогенезом и их палеопланы вос-

становливаются с большими трудностями. Фанерозойские подвижные пояса имеют пассивные зоны, относимые к срединным массивам (микроконтинентам). В них образуются изолированные осадочные бассейны, ограниченные комплексами подвижных поясов. Акватории Мирового океана практически повсеместно подстилаются осадочным (осадочно-вулканогенным) чехлом (сейсмический слой 1). Его размеры составляют многие десятки тысяч километров обычно при сотни метровых толщинах. На площади платформенных плит и акваторий Мирового океана осадочные бассейны практически не выделяются, потому что там они не имеют естественных ограничений.

Платформенные плиты и акватории Мирового океана представляются естественными рубежами распространения осадочного чехла. Внутри них образуются депоцентры и разделяющие седловины, которым отвечают тектонические термины в виде впадин, прогибов, синеклиз, поднятий, антеклиз, океанских котловин, глубоководных впадин, континентальных (островных) склонов и т.д. Таким образом, из состава платформенных плит и акваторий Мирового океана практика геолого-геофизических исследований исключила осадочные бассейны и там применяется практически только тектоно-морфологическая терминология. В то же время осадочные чехлы, ограниченного распространения, конечно следует выделять в виде осадочных бассейнов, широко распространенных на площадях платформенных щитов и линейных аналогов щитов, срединных массивов (микроконтинентов), областей орогенеза и возможно других тектонических структур земной коры, но заменять платформы осадочными бассейнами неправомерно. Название недавно вышедшей очень интересной важной монографии «Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция» [3] к сожалению, обедняет её содержание. «Осадочные бассейны» надо было заменять «осадочными чехлами», что несомненно более правильно раскрывало бы решаемые в ней задачи.

Литература

1. Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкодоров В.А. и др. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2013. 264 с.
2. Сейсмостратиграфия в геологии Мирового океана и Континентов. Lambert. Academic Publishing, 2015. 305 с.
3. Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюции. М.: Научный мир, 2004. 525 с.

Таймырский складчато-надвиговой пояс: герциниды или киммериды?

Возраст деформаций в Таймырском складчато-надвиговом поясе обсуждается давно и большинством исследователей рассматривается как герцинский с окончательным формированием складчато-надвиговой структуры в перми – раннем триасе [1, 2, 4], хотя известна и точка зрения о преобладании мезозойских деформаций [3]. Наши исследования, проводившиеся, главным образом, в центральной и южной зонах на востоке Таймырского складчато-надвигового пояса, свидетельствуют о следующем:

1. В осадочном разрезе от венда до мела сколь-либо значительные угловые несогласия отсутствуют. Единственное несогласие, хорошо фиксируемое на сейсмических профилях и при картировании, отмечается в основании юрского разреза, хотя возраст этого несогласия еще требует уточнения – согласно исследованиям, проводившимся на мысе Цветкова, самые древние отложения, залегающие выше поверхности несогласия, имеют поздне триасовый (рэтский) возраст [5]. В южной зоне величина этого несогласия не превышает первых градусов, нередко составляя меньше одного градуса. В северной зоне, относимой к Карскому блоку, юрские отложения залегают на неопротерозойско-нижнекембрийских толщах с резким угловым несогласием.

2. Структурный стиль деформаций палеозойского и мезозойского комплексов центральной и южной зон сходен, хотя интенсивность деформаций в целом убывает к югу. Шарниры складок во всех породах, начиная с неопротерозоя практически параллельны друг другу, что трудно ожидать при наличии нескольких этапов интенсивных деформаций. Поля напряжений, реконструируемые по системам трещин скалывания в породах с возрастом от перми до юры, характеризуются одинаковой ориентировкой осей сжатия, что также указывает на один регионально проявленный этап деформаций с возрастом не древнее юры.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

⁴ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

3. По соотношению структурных элементов выделяются три крупных этапа деформаций: (1) формирование надвигов северо-западной вергентности. Эти структуры имеют ограниченное распространение, но отмечаются как в центральной, так и южной зонах; (2) основной этап с формированием наблюдаемой в настоящее время складчато-надвиговой структуры с доминирующей ролью структур юго-восточной вергентности. В пределах этого этапа в разных частях региона фиксируется несколько фаз складчатости, пока слабо коррелируемых между собой; (3) растяжение с изменением кинематики уже существовавших разрывных нарушений со взбросо-надвиговой на сбросовую. Кроме того, наблюдаются как право- так и левосдвиговые перемещения различного масштаба. Наиболее крупная структура, связанная со сдвиговыми перемещениями – транспрессионная зона северо-восточного простирания в бассейне р. Ленинградская с надвигами, образующими структуру «пальмового дерева» и фиксирующими правосдвиговые перемещения. Скорее всего, сдвиги имеют различный возраст и связаны как со вторым, так и третьим этапами деформаций.

4. Разрез юрских отложений содержит пачки конгломератов с продуктами размыва пород центральной зоны. Конгломераты отмечаются как в нижней, так и в средней и верхней юре.

5. Для определения возраста тектонических событий нами было проведено трековое датирование апатита в 22 образцах. Образцы отбирались как из мезопротерозойско-триасовых пород, фиксируя возраст их подъема и эрозии, так и из пород юры–мела, фиксируя преимущественно возраст подъема и эрозии в источнике сноса. Все датировки группируются в три интервала: 14 образцов фиксируют событие со средне-взвешенным возрастом 178 ± 7 млн лет, 7 образцов – 98 ± 12 млн лет, 1 образец – 61 ± 6 млн лет.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют, что в юрское и меловое время в пределах Таймырского складчато-надвигового пояса продолжались интенсивные тектонические процессы, и формирование наблюдаемой в настоящее время складчато-надвиговой структуры центральной и южной зон Таймыра (основной этап деформаций) следует связывать скорее с раннеюрскими (178 ± 7 млн лет), чем с пермско-раннетриасовыми тектоническими событиями. Интерпретация событий на рубеже раннего и позднего мела (98 ± 12 млн лет) неоднозначна, и они могут быть связаны как с поздними фазами основного этапа деформаций, так и с фиксируемым по структурным данным этапом растяжения – вероятным началом процессов рифтогенеза и раскрытия Лаптевоморского осадочного бассейна. В этом случае поднятия на плечах рифтов должны были достигать 3-4 км. О геодинамической при-

роде события на рубеже мела и палеогена (61 ± 6 млн лет) пока трудно судить из недостаточного объема данных. Остается неясной и геодинамическая природа раннего этапа деформаций с формированием надвигов северной вергентности. Скорее всего, связанные с этим событием деформации не были интенсивным и не привели к поднятиям, размыв которых был бы отражен при трековом датировании апатита.

Позднепалеозойско-раннетриасовая (герцинская) складчатость, скорее всего, была проявлена только в пределах Карско-Североземельского блока и, возможно, вдоль ограничивающих его разломов. Для более корректной оценки значимости герцинской складчатости в формировании структуры Таймырского складчато-надвигового пояса необходимо определить, сколь велика была роль размыва герцинского орогена Таймыра в формировании среднекаменноугольных – нижнетриасовых толщ, обнажающихся в его южной зоне и скрытых под мезозойскими отложениями Енисей-Хатангского прогиба. Как опубликованные данные по распределению возрастов обломочных цирконов [6, 7], так и результаты наших текущих исследований пока не дают однозначного ответа.

Исследование выполнено при поддержке проекта СПбГУ 3.38.137.2014, гранта РФФИ 15-35-20591 и компании TGS.

Литература

1. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: ГЕО СО РАН, 1996. 202 с.
2. *Верниковский В.А.* Тектоническое строение Таймыро-Североземельского региона и его геодинамическая эволюция // Геология полярных областей Земли: В 2-х кн. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 90-93.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2-х кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
4. *Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 284 с.
5. *Соболев Е.С., Лутиков О.А., Басов В.А. и др.* Стратиграфия пограничных отложений верхнего триаса и нижней юры Восточного Таймыра (север Средней Сибири) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Саратов: Наука, 2009. С. 223-226.
6. *Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K.* Integrated provenance analysis of Carboniferous deposits from Northeastern Siberia: implication for the Late Paleozoic history of the Arctic // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. Vol. 109. № 2. P. 38-49.
7. *Zhang X., Pease V., Skogseid J., Wohlgenuth-Ueberwasser C.* Reconstruction of tectonic events on the northern Eurasia margin of the Arctic, from U-Pb detrital zircon provenance investigations of late Paleozoic to Mesozoic sand-

Ю.Г. Цеховский¹

Геологические индикаторы эпохи деструктивного тектогенеза на рубеже мела и палеогена в Центральной и Восточной Евразии

Существуют различные точки зрения на выделение диапазонов времени высокой эндогенной активности в геологической истории Земли. В большинстве случаев (Геологический словарь, 1986 г.) они выделяются в фазы (эпохи) складчатости (или тектогенеза). При этом считается, что в эти эпохи активные процессы сжатия (способствующие проявлениям орогенеза и складчато-надвиговых деформаций), а также – растяжения (усиливающие рифтообразование и базальтовый вулканизм) компенсируют друг друга [5]. Однако, согласно пульсационной гипотезе [1, 6, 7], предполагается чередование эпох во времени с преобладанием процессов сжатия или растяжения земной коры и, соответственно, выделение конструктивного (контракционного) и деструктивного (экспансионного) тектогенеза. Установлено резкое различие тектонических, геоморфологических и литологических индикаторов этих контрастных по своему выражению эпох.

Ниже кратко рассмотрим палеогеографию, а также особенности тектонического режима и осадконакопления одной из эпох деструктивного тектогенеза, проявившейся на рубеже мела и палеогена (с конца кампана или начала маастрихта до первой половины среднего эоцена) в пределах стабильных платформ Центральной Евразии, а также на ее подвижной восточной (тихоокеанской) окраине. Полная характеристика этой эпохи приведена в публикациях [6, 7].

В рассматриваемое время значительная часть платформ Центральной Евразии была покрыта Южно-Русским, Западно-Сибирским и Туранским морями. При этом древняя суша охватывала северную часть Восточно-Европейской платформы, Приуралье, Центральный и Восточный Казахстан, южную часть Средней Азии и Восточную Сибирь.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Вся она (включая области развития эпиплатформенных орогенов) была пенепленизирована, и на ней были развиты площадные коры выветривания (а также продукты их переотложения), каолинит-латеритные (на севере территории в гумидных ландшафтах) и карбонатно-сметитовые (на юге, в областях с аридным палеоклиматом). Платформенные моря имели небольшие глубины, выровненное дно с покровом осадков. Подобный рельеф на дне морей по данным Л.Кинга (1968 г.), можно именовать аккумулятивным пенепленом.

Большинство геологов считает, что эрозия гор и выравнивание рельефа характерны для эпох тектонического покоя. Однако ряд авторов считает, что возникновение пенепленов отражает одну из форм высокой тектонической активности – усиление процессов растяжения и деструкции земной коры, являющихся антиподом процессов сжатия [2, 3, 6, 7]. При этом на мобильных платформенных участках континентов (и особенно их подвижных окраинах) происходит зарождение рифтовых зон, возникновение грабенов и резкое усиление преимущественно базальтового вулканизма (с мощностью эффузивов, достигающей сотен и первых тысяч метров на востоке Евразии).

Обычно считается, что на рубеже мела и палеогена тихоокеанская окраина Евразии была охвачена ларамийским тектогенезом. Однако получены данные, свидетельствующие, что в это время здесь доминировали процессы растяжения земной коры, а обстановки сжатия (сопровождающиеся горообразованием и складчато-надвиговыми деформациями) играли второстепенную роль [6, 7]. В частности, с растяжением связано массовое рифтообразование (на территории, занятой многими современными морями), возникновение обширных, обрамляющих континент, Индигирского и Восточно-Азиатского поясов грабенов, интенсивное проявление преимущественно базальтового вулканизма в пределах протяженного Восточно-Азиатского вулканического пояса и ряда вулканических дуг. При этом мощности эффузивов часто достигают здесь сотен и первых тысяч метров.

Своеобразное проявление процессов растяжения земной коры фиксируется в стабильных платформенных районах Центральной Евразии. Они препятствовали возникновению на этой территории складчато-надвиговых деформаций и орогенеза (связанных с обстановками сжатия), способствовали пенепленизации рельефа, в пределах которого активизировались древние и возникали новые разломы. Одновременно в осадочном чехле появлялись многочисленные субвертикальные трещины, которые заполнялись кластическим материалом, имеющим нептуническое или инъекционное происхождение. В результате цементации обломочных зерен кремнеземом, поступавшим с восходящими термаль-

ными водами, формировались субвертикальные кластические кремнистые дайки. Они имели толщину от 15-30 см до 3 м, а в местах разгрузки гидротерм на земной поверхности возникали куполовидные тела кварцитовидных песчаников и кварцитов, высотой до 30-40 м.

На примере Жаксыбуташской антиклинали в Приаралье, где хорошо обнажены нижнекайнозойские отложения, Р.Г. Гарецким (1956 г.) показана высокая их насыщенность кремнистыми дайками (фиксирующими каналы циркуляции гидротерм), где их число достигает многих тысяч. Это свидетельствует о важном вкладе гидротермального источника в образование морских осадочных пород характеризуемой эпохи, которые выделяются В.И. Муравьевым (1983 г.) в составе глауконитово-кремнистой формации.

Иногда в местах разгрузки гидротерм возникали и более сложные по составу наддайковые породы. На примере палеоценового хоперского горизонта Воронежской антеклизы показано, что они представлены морскими или континентальными гетитовыми рудами, трепелами, опоками, фосфатами, смектитовыми глинами, а иногда – каолинит-галлуазит-гиббситовыми породами с выделениями алюмосульфатов [8, 9]. Вероятно также, что восходящие термальные воды на пенеуплензированной суше активизировали формирование мощных кор выветривания, согласно гипотезе В.Н. Разумовой [4].

На рубеже мела и палеогена в результате процессов растяжения земной коры происходило раскрытие платформенных разломов, что не только усиливало гидротермальную деятельность, но и, местами, способствовало проявлениям в основном базальтового вулканизма [6, 7]. Основываясь на распределении древних эффузивов и грубой (гравийно-песчаной) пироклаستيки, доказано наличие локальных местных очагов вулканизма в Тянь-Шане и единичных пунктах Туркмении, Казахстана, Сибири и Восточно-Европейской платформы, где максимальная мощность вулканитов не превышает 80 м. Значительно более широко на рассматриваемой территории представлена тонкая пирокластика, которая могла поступать как из местных, так и удаленных источников (включая районы южной подвижной окраины Евразии).

Вулканические пеплы или продукты их преобразований (камуфлированная пирокластика, состоящая из смектитов, глауконита и цеолитов) являются наиболее важным составным компонентом морской глауконитово-кремнистой формации, сформировавшейся в рассматриваемую эпоху. Они объясняют смектитый состав глин и возникновение месторождений бентонитов, резко отличных от каолинит-латеритного парагенеза элювиальных и осадочных пород – продуктов коры вывет-

ривания, образовавшихся в области с жарким гумидным палеоклиматом на северной части материка.

В целом было установлено, что в Центральной Евразии пограничные мел-палеогеновые платформенные отложения ларамийской эпохи деструктивного тектогенеза (с доминированием процессов растяжения земной коры) резко отличаются высоким содержанием вулканогенно-гидротермальных пород от минеральных образований пиренейской, аттической и других эпох конструктивного тектогенеза (с преобладанием процессов сжатия земной коры). В их платформенном осадочном чехле отсутствовали условия для массового возникновения вертикальных трещин (каналов поступления глубинных флюидов); такие же условия не создавались и в приразломных зонах, которые в большинстве случаев также оставались «запечатанными», что препятствовало поступлению больших объемов глубинного вещества на земную поверхность.

Выше было показано, что вывод о резком обогащении глубинным веществом осадочного чехла в эпоху ларамийского деструктивного тектогенеза может быть распространен и на восточную подвижную окраину Евразийского материка. И, таким образом, установлено, что на всей его изученной территории характеризуемая эпоха резко отличается от эпох конструктивного тектогенеза: тектоническим режимом, широким развитием пенепленизированных ландшафтов и массовым обогащением осадочного чехла гидротермально-вулканогенными породами.

Литература

1. *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
2. *Никонова Р.И., Худяков Г.И.* Структурно-тектонические условия формирования пенеплена // Морфоструктуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 3–23.
3. *Никонова Р.И., Худяков Г.И.* Поверхности выравнивания и рифтогенные зоны (новый аспект проблемы поверхностей выравнивания) // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 5–22.
4. *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 155 с.
5. *Хаин В.Е., Балуховский А.П.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: АВИАР, 1993. 448 с.
6. *Цеховский Ю.Г.* Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщение 1: Центральная и Восточная Евразия // Литосфера. 2015. № 1. С. 3–22.

7. Цеховский Ю.Г. Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщение 2. Платформы и подвижные пояса континентов // Литосфера. 2015. № 2. С. 4–14.

8. Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М., Голубовская Е.В. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 1. Строение и минеральный состав пограничных слоев // Вестн. Моск. ун-та. Сер.4. Геология. 2005. № 2. С. 21–34.

9. Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М., Голубовская Е.В. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 2. Условия образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 3. С. 28–37.

Д.Е. Трапезников, И.И. Чайковский¹

О строении и природе Дуринского прогиба на Верхнекамском месторождении солей

Верхнекамское месторождение в плане практически совпадает с контуром субмеридионально вытянутой Соликамской впадины Предуральского прогиба, характеризующейся более крутым западным и пологим восточным склоном. Соляная залежь относящаяся к иренской свите (P_{1ir}) перекрыта соляно-мергельной и терригенно-карбонатной толщами соликамской свиты (P_{1sl}), а также пестроцветной толщей шешминской свиты (P_{1šš}), которая на значительной площади месторождения отсутствует.

Строение Верхнекамского месторождения осложнено двумя поперечными структурами (Дуринской и Боровицкой), делящими ее на три части, в пределах которых кровля соляной залежи значительно опущена, вплоть до соляного ложа. Наиболее изученным и сложным является Дуринский прогиб, который был выявлен в 1957 г. В его пределах пестроцветы могут залегать непосредственно на соляной толще, а их мощность достигает 675 м.

В.И. Копнин и В.П. Наборщиков [5] предполагали, что формирование Дуринского прогиба происходило во время накопления соляной залежи, соляно-мергельной и терригенно-карбонатной толщ в приустье-

¹ Горный институт УрО РАН

вой части реки несущей пресные воды с Урала. Схожих представлений придерживались А.А. Иванов [3] и Б.М. Голубев [2], которые полагали, что при заполнение депрессии происходило тектоническое перераспределение соляных масс в прибортовые части с образованием примыкающих солях валов.

Согласно Б.И. Сапегину, А.И. Белоликову и В.В. Захваткину [1, 7] прогиб образовался за счет возникновения сбросов на склоне растущих в результате соляной тектоники субширотных валов.

Интерпретация гравиметрических данных позволила Г.Г. Кассину и В.В.Филатову [4, 8] выявить в пределах Дуринского прогиба кулисообразно расположенную серию эллиптических и S-образных аномалий, которые они связали с деформациями в осадочном чехле над левым сдвигом в фундаменте Соликамской впадины. Под Боровицкой структурой они предполагали наличие правого сдвига.

По мнению А.Е. Ходькова [9], А.И.Кудряшова и В.А. Молоштанова [6] отрицательная структура, заполненная впоследствии шешминскими отложениями, сформировалась в результате подземного выщелачивания соляной толщи восходящими элизионными водами, разгружающимися вдоль субширотного разлома.

Для анализа структуры Дуринского прогиба была построена серия разрезов и карта изопакит шешминских отложений, которые практически всеми исследователями связываются со временем заложения этой депрессии. Был использован материал более чем 200 скважин. Построение 8 геологических разрезов на всем протяжении прогиба позволило показать, что разрывные нарушения действительно формируют кулисообразную структуру левосдвиговой природы. Наряду со сдвигосбросами северо-западного падения здесь присутствуют и встречные им дизъюнктивы, формирующие в целом два грабена, разделенные горстом. Строение депрессионных структур асимметричное, что отражает более высокую скорость смещения вдоль конседиментационных сбросов северо-западного падения. На одном из разрезов установлено пространственное совпадение борта грабена со ступенью в подсолевом ложе амплитудой около 70 м.

Построение карты изопакит шешминских отложений позволило показать, что краевая часть калийной залежи нередко сопровождается полосой развития пестроцветных пород, мощность которых не превышает 50 м. Такой парагенез может свидетельствовать о том, что в процессе подземного выщелачивания периферии соляной толщи происходило прогибание кровли с образованием депрессии, где шешминские образования могли сохраниться от поверхностной денудации. Отмечено, что наиболее глубокими грабены являются в восточной части, что говорит

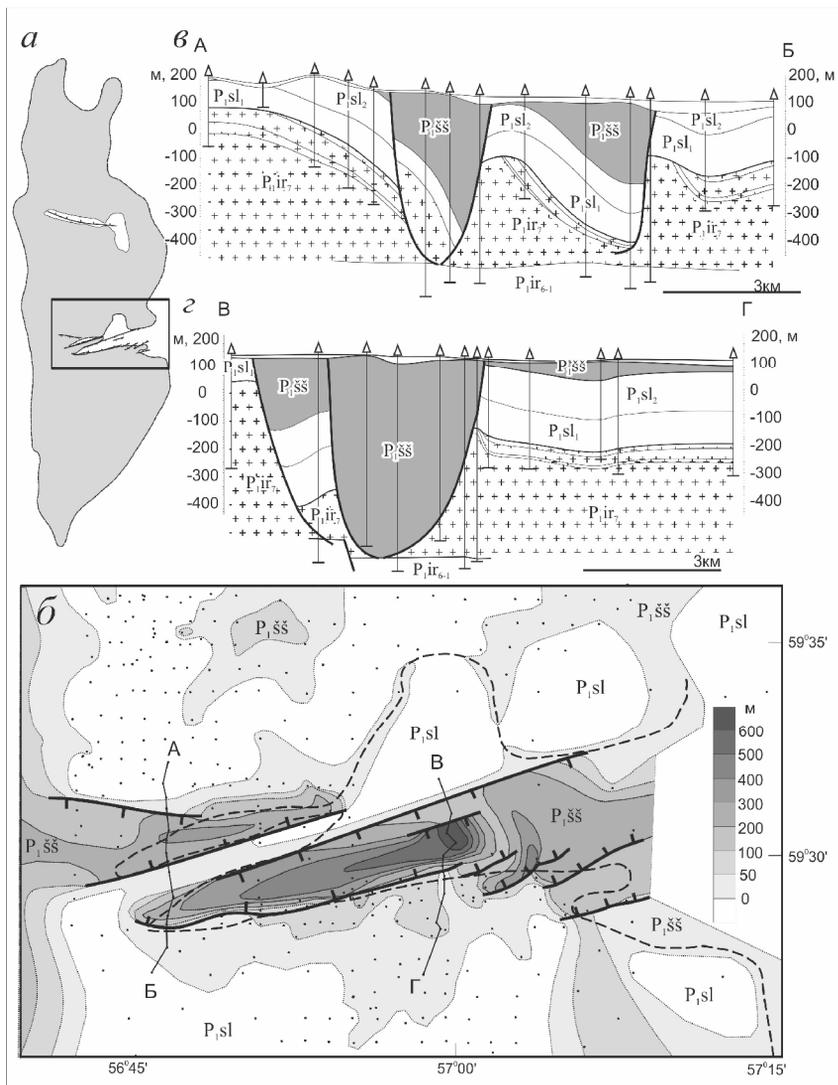


Рис. Положение Дуринского прогиба в пределах калийной залежи Верхнекамского месторождения (а), карта изопачит шешминских отложений (б) и представительные разрезы (в). Стрелкой показано предполагаемое направление гравитационного скольжения восточного фланга соляной толщи

о некотором вращении погружающихся блоков, за счет более высокой скорости прогибания с восточной стороны.

Таким образом, Дуринский прогиб представляет собой сложнопостроенную трансензионную структуру, состоящую из двух грабенов и разделяющего их горста. Ограничивающие их разломы представляют собой конседиментационные сбросо-сдвиги. Примыкающие к ним соляные валы сформировались в процессе заполнения депрессии и горизонтального перетока соляных масс. В англоязычной литературе такой парагенез известен как *roller-* и *rollover-*структуры [11].

Более высокая скорость накопления осадков на востоке этих грабенов и локализация этих разрывов только восточной и центральной части соляной залежи может говорить о том, что причиной относительного перемещения бортов прогиба являлся не сдвиг в фундаменте, а гравитационное скольжение и течение восточной части соляной толщи, ограниченной симметричными сбросо-сдвигами, вниз по слону к центру Соликамской впадины [10]. Зафиксированная под одним из надсолевых нарушений ступень в подсолевом ложе может говорить как о наличии пространственной связи между ними, так и генетической связи обусловленной нарушением равновесия в соляной толще в результате субвертикальных движений в подсолевом ложе.

Литература

1. *Белоликов А.И., Сапегин Б.И.* Верхнекамское калийное месторождение // Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971. С. 193-209.
2. *Голубев Б.М.* Геологическое строение Дуринской депрессионной структуры Верхнекамского месторождения калийных солей и вопросы комплексного недропользования этой территории // Проблемы формирования и освоения МПИ солеродных бассейнов: Тез. докл. V Междунар. Всеросс. солевого сов-я. СПб.: РАН, 1994. С. 32-34.
3. *Иванов А.А., Воронова М.Л.* Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
4. *Кассин Г.Г., Филатов В.В.* Динамика Дуринского прогиба по гравиметрическим данным // Геофиз. работы при регион. и геологосъем. иссл. на Урале: Тез. науч. конф. Свердловск, 1989.
5. *Копнин В.И., Наборщиков В.П.* К условиям формирования Дуринского эрозивно-компенсационного прогиба Соликамской впадины // Тр. Пермск. ПИ. 1966. Сб. 20. С. 269-280.
6. *Кудряшов А.И., Молоштанов В.А.* Роль глубинного карста в формировании широтных структур Верхнекамского месторождения солей //

Вестник Пермского ун-та. Вып. 3. Геология. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1999. С. 207-216.

7. Сапегин Б.И., Янин В.Н. Основные черты тектоники Верхнекамского калийного месторождения // Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 118-124.

8. Филатов В.В. Теория и практика геодинамического анализа гравитационного поля (на примере рудных районов Урала): Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1990.

9. Ходьков А.Е. Основные черты гидрогеологии важнейших эксплуатируемых соляных (калийных) месторождений / Мат-лы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: ЛГУ, 1971. С. 4-70.

10. Чайковский И.И. Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения // Горный журн. № 10. 2008. С. 41-44.

11. Jackson M.P.A., Galloway W.E. Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration // American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series. 1984. N 25. 226 p.

С.Г. Черданцев¹

О волновой природе неотектонических движений Западно-Сибирской геосинеклизы

Своеобразие неотектонических движений вытекает из сравнения структуры геосинеклизы начального периода ее формирования, который приходится по крайней мере на две эпохи – T_2 – T_3 , с конечным, неоген-четвертичным [1]. Современная эпоха тектогенеза отображается в основном на карте по кровле эоцена [3], за пределами которой третичные отложения, как и часть верхнемеловых, размыты. Если генерализовать эту карту и уйти от деталей типа мелких поднятий и прогибов, то её общий облик предстаёт в виде вытянутой довольно плоской депрессии (рис. 1). Характер разряжённых стратоизогипис и различные построения, связанные с восстановлением размытой части чехла, показывают, что краевые части геосинеклизы воздымались плавно. Однако при-

¹ Сибирский научно-аналитический центр (НАО СибНАЦ), Тюмень, Россия

бортовые части около Урала и Средне-Сибирского плоскогорья вздёрнуты интенсивно до 1000-1200 м, как и Новая Земля.

Триасовое ядро или депоцентр, практически совпадающее с Ямало-Тазовской мегасинеклизой, располагается уже под зоной воздымания и отсутствия третичных отложений даже в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба или желоба [2]. Как давно установлено, развитие геосинеклизы происходило с севера на юг по центробежной схеме. Поэтому сравнивая «кадры» начального и конечного этапов развития, можно видеть, что произошли волновые движения прогибания сменившиеся в неогене воздыманием севера (см. рис. 1). Это явление ещё более чётко отображается, если использовать смежную карту – по кровле сеномана. Неогеновое осадконакопление зафиксировано в основном на юге, в Омской впадине и южнее.

Период колебания получается около 200 млн лет. Формирование новообразованного прогиба, занятого Карским морем, мы рассматриваем в качестве начала нового цикла волновых движений.

Литература

1. Бочкарёв В.С., Рудкевич М.Я. Раннеплатформенный этап развития Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. 1975. № 3. С. 76-88.

2. Бочкарёв В.С., Брехунцов А.М., Нестеров И.И.(мл.), Огнев Д.А. Основные черты тектонической эволюции нефтегазоносного Западно-Сибирского бассейна (геосинеклизы) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Т. 1. М., 2015. С. 40-43.

3. Черданцев С.Г., Огнев Д.А., Кириченко Н.В. Неотектоника севера Западно-Сибирского региона // Горные ведомости. 2013. № 9. С. 64-73.

Литосферный контроль калиевого вулканизма в последние 10 млн лет в районе северного окончания юрско-палеогеновой рифтовой впадины Сунляо, Китай

Соотношения калия и натрия – важнейшая характеристика состава магматических пород, принятая в качестве основного критерия выделения серий. В калиевых сериях содержания K_2O выше содержаний Na_2O (в мас. %), в натровых – составляют менее одной четвертой части от суммы щелочей, а в калинатровых – содержания K_2O имеют промежуточные соотношения с содержаниями Na_2O . Особое значение имеют ультракалиевые породы с $K_2O/Na_2O > 2$, $K_2O > 3$ мас. % и $MgO > 3$ мас. %. Среди них выделяются четыре группы: I) лампроиты, II) камафугиты, III) породы провинции Романского типа и IV) промежуточная между группами I и III. Группа I отнесена к стабильным территориям континентов или к областям орогенеза, группа II – к областям рифтогенеза, группа III – к зонам активного орогенеза. Обстановка ультракалиевого магматизма группы IV не определена. В эту группу включены проявления магматизма ультракалиевого типа временного интервала последних 15 млн лет на территории Азии, в том числе в Северо-Восточном Китае [5].

Вулканизм калиевой и натровой (калинатровой) серий получил развитие, соответственно, в Западном и Кенийском рифтах Восточно-Африканской системы. Первый относился к щелевому типу, второй – к сводо-вулканическому [1]. В районе северного окончания рифтовой впадины Сунляо, сформировавшейся в средней юре – палеогене, находится субмеридиональная вулканическая зона Удаляньчи с лавами калиевой серии, включающая поля (с юга на север): Еркешан – Удаляньчи – Келуо – Ксаогулихе. Протяженность зоны – 230 км. На западном и восточном флангах зоны расположены вулканические поля Нуоминхе и Уилинг с лавами калинатровой серии. Литосферный контроль калиевого вулканизма зоны Удаляньчи подчеркивается резким утонением коры под впадиной. Вулканическим полям Келуо, Удаляньчи и Еркешан соответствуют участки локального утонения коры до 33.5 км [6].

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет (ИГУ), Иркутск, Россия

³ Китайско-Российский исследовательский центр Удаляньчи–Байкал по вулканизму и окружающей среде, Иркутск, Россия; Удаляньчи, Китай

⁴ Институт вулканологии и минеральных источников АНПХ КНР, Удаляньчи, Китай

Вулканизм зоны Удаляньчи был сосредоточен в основном в ее центральной части на полях Келуо и Удаляньчи. На первом поле извержения имели место с 9.6 млн лет назад, на втором – с 2.3 млн лет назад. Последние извержения вулканов Лаохейшан и Хуошаошан поля Удаляньчи произошли в историческое время, в 1720-1721 гг. Небольшое поле Еркешан образовалось на южном окончании зоны при извержениях трех конусов (двух сдвоенных вулканов) во временном интервале с 0.56 до 0.36 млн лет назад. Другое небольшое поле Ксаогулихе северного окончания зоны считается голоценовым.

Подчеркивалось отличие геохимических характеристик калиевых пород зоны Удаляньчи от характеристик щелочных базальтов Китая. По обедненным изотопным меткам источники щелочных базальтов сопоставлялись с источниками базальтов океанических островов (ОИВ) [7]. В ряду вулканических пород всей территории Восточного Китая породы калиевой серии рассматривались как конечный мантийный компонент с высокими изотопными отношениями стронция и низкими неодима ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7055$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.5123$) при низких изотопных отношениях свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 16,55$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 36.5$) [9]. В таком подходе к систематике источников магм допускалось нахождение компонента типа Удаляньчи в любой части Восточного Китая. В качестве источника калиевых пород принималась постархейская континентальная литосферная мантия, сопоставимая с глобальным компонентом EM1 ОИВ. В мантийных ксенолитах из щелочных базальтов Китая и вмещающих их лавах было выявлено существенное расхождение изотопных характеристик [4], а в ксенолитах мантийных шпинелевых перидотитов из калиевых вулкаников были определены изотопные характеристики, близкие характеристикам вмещающих лав [8]. Это отличие свидетельствовало о том, что калиевая серия зоны Удаляньчи могла представлять собой продукт плавления локально обогащенной литосферы, отличающейся от литосферы сопредельных территорий Восточного Китая.

Состав пород большинства вулканов зоны Удаляньчи охарактеризован выборочно по аналитическим данным единичных образцов. Происхождение калиевого вулканизма зоны Удаляньчи и его соотношения с калинатровым вулканизмом остаются неясными и требуют, прежде всего, проведения детального опробования вулканов. В основу настоящей работы положены представительные данные о составе извергнутых расплавов зоны Удаляньчи и вулканического поля Нуоминхе. Используются результаты новых аналитических исследований с вовлечением отдельных опубликованных анализов микроэлементов и изотопных отношений Nd, Sr. Аналитические исследования вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной

коры (ИЗК) СО РАН. Микроэлементный состав определен методом ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7500ce, а изотопов – на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Приборы использовали в рамках работы Центров коллективного пользования «Микроанализа» (Лимнологический институт СО РАН) и «Геодинамики и геохронологии» (ИЗК СО РАН). Используемые методики охарактеризованы в работе [2].

Из результатов пространственно-временного анализа состава вулканических пород намечаются следующие закономерности:

1. В течение всей вулканической деятельности на полях Удаляньчи и Еркешан южной части зоны Удаляньчи извергались фоновые умеренно-Mg калиевые расплавы с содержаниями SiO_2 51-55 мас.%, K_2O 5-6 мас.%, CaO 5.3-6.8 мас.%, MgO 5.3-7.0 мас.%, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 0.35-0.45, CaO/Sr 31-45. Фоновые калиевые выплавки рассматриваются как производные рифтогенного плавления источников нижней части литосферной мантии.

2. Примесь материала из подлитосферных источников, подобных по составу источникам К-Na серии полей Нуоминхе и Уилинг западного и восточного флангов зоны калиевого вулканизма, повлекла за собой локальную смену от калиевых до калинатровых составов на поле Удаляньчи в ходе последовательного северо-восточного продвижения извержений вдоль линии центральной группы вулканов Уохушан-Биджиашан-Лаохейшан-Хуошаошан с 1.3 млн лет назад до настоящего времени. По отношению к фоновым выплавкам, расплавы эволюционировали с понижением SiO_2 , K_2O , повышением CaO , MgO , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, CaO/Sr . Выплавки из литосферных и подлитосферных источников отличались по начальным отношениям $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ выше и ниже значения 0.7052. По схождению трендов в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0-10^3/\text{Sr}$ это значение соответствовало общему компоненту вулканических пород, происхождение которого было обусловлено вовлечением в плавление конвектирующего астеносферного материала, подстилающего литосферу. По расчетам моделей смешения, в качестве основного источника выплавки территории определен литосферный материал с примесью общего астеносферного компонента, не превышающей 9 % [3]. Последовательное смещение извержений интерпретируется в качестве показателя плавления в распространяющемся разрыве основания литосферы.

3. На поле Келуо вулканы с высоко-Mg оливиновыми лейцититами, датированными интервалом 9.6-7.0 млн лет, протягиваются в северо-восточном направлении на расстояние 42 км. Для лав всего возрастного диапазона поля характерны глубинные включения и ксенокристы оливина из дезинтегрированных мантийных перидотитов. На поле Удаляньчи подобные оливин-ксенокристовые лавы обнаружены на единст-

венной постройке Ксяюгошан из восточной группы вулканов. Эта постройка с оливин-ксеннокристовыми лавами была в восточной группе самой молодой (возраст около 20 тыс. лет).

4. В отличие от вулканитов калиевой серии с интервалом $1 > K_2O/Na_2O < 2$ полей Келуо, Удаляньчи и Еркешан вулканиты поля Ксаогулихе северного окончания зоны Удаляньчи имеют ультракалиевый состав. По повышенному содержанию SiO_2 и низким содержаниям CaO , Al_2O_3 и Na_2O породы этого поля отличаются от камафугитов вулканического поля Торо-Анколе Западного рифта Восточно-Африканской системы и сопоставляются с лампроитами.

Работа выполняется при частичном финансировании проекта РФФИ № 16-05-00774.

Литература

1. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
2. *Расказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.Н., Саранина Е.В.* Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.
3. *Чувашова И.С., Расказов С.В., Лю Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.Н., Саранина Е.В.* Изотопно-обогащенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай // Изв. Иркутского гос. ун-та. Серия наук о Земле. 2009. Т. 2. № 2. С. 181–198.
4. *Basu A.R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., Tatsumoto M.* Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 105. P. 149–169.
5. *Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.* The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth-Sci. Rev.* 1987. Vol. 24. P. 81–134.
6. *Wang Y., Chen H.* Tectonic controls on the Pleistocene-Holocene Wudalianchi volcanic field (northeastern China) // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2005. Vol. 24. P. 419–431.
7. *Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F., Menzies M.A.* Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // *J. Petrology.* 1995. Vol. 36. N 5. P. 1275–1303.
8. *Zhang M., Suddaby P., O'Reilly S.Y.* Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenolith evidence // *Tectonophysics.* 2000. Vol. 328. P. 131–156
9. *Zou H., Zindler A., Xu X. et al.* Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // *Chemical Geology.* 2000. Vol. 171. P. 33–47.

Взаимодействие головы мантийного плюма с древней литосферой в областях внутриплитного магматизма (на примере Западной Сирии)

В настоящее время большинство исследователей считает, что современная тектономагматическая активность Земли связана с подъемом мантийных термохимических плюмов, зарождающихся на границе жидкого ядра и силикатной мантии [1-3, 9 и др.]. Вместе с тем, остается неясным, что именно происходит в толще литосферы при внедрении в нее таких плюмов и растекания их головных частей. Одним из немногих доступных объективных источников информации об этих процессах, по-видимому, являются глубинные ксенолиты в щелочных базальтах, а также кимберлитовых и лампрофировых диатремах. Они несут важную информацию о состоянии недр как до, так и после внедрения плюма, позволяя обсудить характер глубинных процессов.

В этом плане особый интерес представляет район Западной Сирии, где пространственно сближены проявления глубинных ксенолитов в среднемерловых лампрофировых диатремах [6, 7] и мантийных ксенолитов в щелочных базальтах крупной позднекайнозойской изверженной провинции, связанной с активностью мантийного плюма [5]. Это позволяет на конкретном материале обсудить проблему взаимодействия головных частей мантийных плюмов и литосферы, что и является целью настоящего сообщения.

Согласно имеющимся данным, в мелу и палеогене территория Сирии представляла собой древнюю платформу с докембрийским фундаментом, сформированным в основном в позднем протерозое в процессе Пан-Африканской орогении [4]. Однако начиная с середины миоцена она стала областью интенсивного внутриплитного (плюмового) магматизма, последние вспышки которого происходили уже в историческое время. И если диатремы содержат ксенолиты древней литосферы, то мантийные ксенолиты в базальтах характеризуют современное состояние глубин региона.

В основу данной работы положены результаты изучения глубинных ксенолитов, полученные в процессе совместных советско-сирийских исследований в 1980-х годах на территории Западной Сирии. Там, в пределах хр. Джебель-Ансария, нами, совместно с сирийскими геоло-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

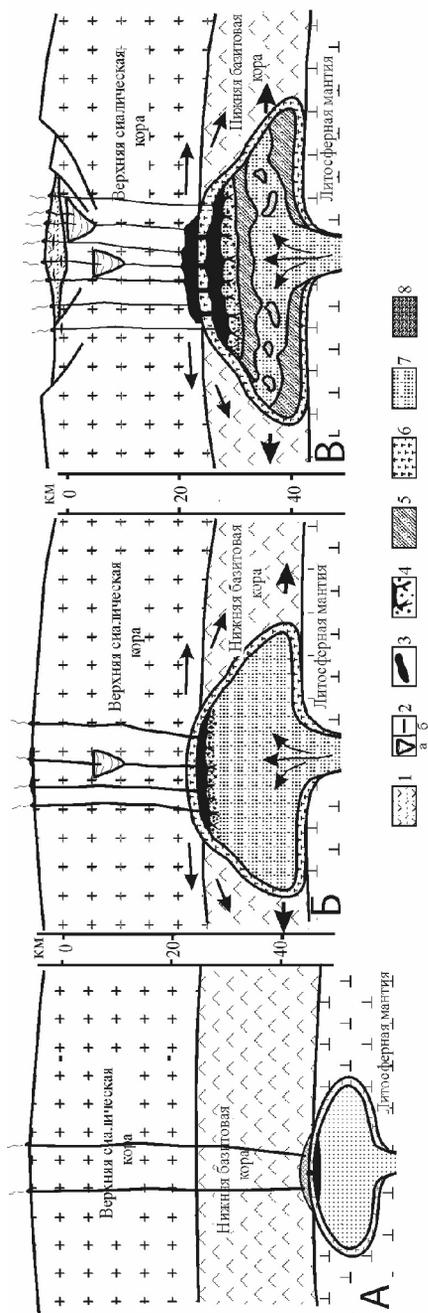
гами (С. Ханна, Х. Бассам, С. Али, Э. Джермакани) был выявлен ряд лампрофировых диатрем, содержащих ксенолиты нижнекоровых эклогитоподобных пород и гранатовых гранулитов. Цепь диатрем прослеживается на юг в район г. Кардаха и далее вплоть до района г. Хайфа в Израиле (гора Кармель) [8]. Судя по геологическим и изотопным данным, формирование всех этих диатрем происходило в середине мела, в основном в интервале от 123 до 110 млн лет назад (К-Аг метод) [6-8].

Наиболее крупная лампрофировая диатрема (Наби-Матта) расположена в южной части хребта Джебель-Ансария, примерно в 70 км к югу от г. Латакия. Она представляет собой линзу лампрофирового пирокластического материала площадью около 40 км² и мощностью до 100-150 м, содержащего глубинные ксенолиты, а также вулканические бомбы, близкие по составу к Fe-Ti толеитовым базальтам. Диатрема прорывает известняки альба-апта и перекрывается известняками сеномана, а затем потоками плиоценовых щелочных Fe-Ti базальтов с ксенолитами мантийных шпинелевых лерцолитов [5], т.е. здесь наблюдается практическое совмещение разновозрастных глубинных ксенолитов.

Среди ксенолитов диатремы преобладают типичные для континентальной нижней коры породы *эклогит-гранулитовой серии*, составляющие около 70% всей популяции. В них иногда сохраняются реликты кумулятивных структур, однако преобладают гранобластовые и гнейсовидные структуры, типичные для кристаллических сланцев. Эклогитоподобные породы по модальному составу (и петрофизическим характеристикам) отвечают эклогитам, но характеризуются невысокими (4-7%) содержаниями жадеитового компонента в клинопироксене при составе граната $Alm_{32-42}Gr_{15-19}Py_{43-48}$. Из других минералов присутствует пикроильменит (3-8 об.%) и в незначительных количествах плагиоклаз [7]. В гранатовых гранулитах важную роль играет плагиоклаз An_{25-27} ; высоко-Al авгит, и гранат; пикроильменит в ассоциации с рутилом составляют 2-7%; часто присутствуют керсутит и Ti-флогопит, шпинель и единичные зерна апатита.

Вторичные изменения в породах заключаются в локальной сосюритизации плагиоклаза и замещении пироксена волокнистым амфиболом, а также развитии существенно хлоритовых келифитовых кайм вокруг граната. Иногда отмечается появление жилок санидина и/или тонких линзочек бариевого цеолита (гармотома).

Второй по распространенности группой ксенолитов являются грубозернистые сростки гранат-клинопироксен-роговообманковых пород со шпинелью, а также мегакристы и сростки Al-Ti-авгита и керсутита, часто с газовыми пустотками, свидетельствуя о происхождении пород за счет сильно флюидизированного расплава/флюида [5]. В целом эта груп-



Схема, иллюстрирующая процессы взаимодействия головной части мантийного плюма с вмещающей древней литосферой

1 – вулканогенно-осадочные образования; 2 – промежуточные очаги магматической системы; 3 – крупные расслоенные интрузивы в толще земной коры; 4 – силы в вулканогенно-осадочных комплексах; 5 – главные магматические очаги в мантии и в основании земной коры; 6 – зона адиабатического плавления в голове мантийного плюма; 7 – свежее вещество мантийного плюма; 8 – краевая охлажденная кайма головы плюма; 9 – процесс формирования лампрофировых диагритов; 10 – процесс формирования лампрофировых диагритов при дегазации материала плюма.

А – процессы формирования лампрофировых диагритов; Б и В – разные стадии развития магматической системы, зарождающейся в головной части мантийного плюма; Б – начальная стадия; В – зрелая стадия

па близка к ксенолитам «черной серии» в щелочных Fe-Ti базальтах [5]. В отличие от образований эклогит-гранулитовой серии, это породы не подверглись наложенным процессам.

Формирование пород эклогит-гранулитовой серии происходило при давлениях 13.5-15.4 кбар (на глубинах 45-54 км) и температурах от 965 до 1115°C [7]. Практически в тех же условиях происходило и образование гранат-клинопироксен-роговообманковых пород: $P = 12.6$ кбар и $T = 1100^\circ\text{C}$. Судя по отсутствию в них деформаций, внедрение расплавов происходило в уже стабилизированную нижнюю кору.

Лампрофировые диатремы хр. Джебель-Ансария формировались на 100 млн лет раньше появления позднекайнозойского мантийного плюма; и, по-видимому, также являются проявлениями внутриплитной (плюмовой) активности. Судя по наличию среди пироклаستيки базальтовых бомб и небольших потоков базальтов на дне многих диатрем, адиабатическое плавление плюмового вещества здесь также имело место, но значительно меньшего масштаба. Из этого следует, что размеры головных частей меловых локальных плюмов были невелики, и растекались они на бóльших глубинах, чем позднекайнозойские. Присутствие среди популяций ксенолитов аналогов «черной серии» ксенолитов в базальтах может свидетельствовать и о вторичном плавлении в охлажденных каймах таких плюмов [5].

Из приведенных данных следует, что в северо-западной части Аравийской плиты в середине мела еще была древняя нижняя континентальная кора, сложенная образованиями эклогит-гранулитовой серии. Однако следов существования этой коры среди ксенолитов в позднекайнозойских базальтах региона уже не установлено, в том числе и в плиоценовых базальтах, изливавшихся в непосредственном соседстве с ними, где найдены только ксенолиты мантийных шпинелевых лерцолитов.

Все это время регион развивался в платформенном режиме, и поэтому исчезновение здесь древней нижней коры можно связать только с внедрением позднекайнозойского мантийного плюма, породившего здесь мощный базальтовый магматизм. Согласно [5], головная часть этого плюма достигала подошвы верхней (сиалической) коры, а материал нижней коры здесь был вытеснен растекающимся веществом мантийного плюма (рис. 1). Поскольку образования верхней (сиалической) коры сохранились практически в том же виде, они в эти процессы не вовлекались.

ВЫВОДЫ

1. В среднемеловых лампрофировых диатремах хр. Джебель-Ансария (Западная Сирия) встречены ксенолиты древних нижнекоровых пород, представленные серией гранатовых гранулитов и эклогитоподоб-

ных пород; а также более молодые гранат-клинопироксен-роговообманковые породы; мантийные перидотиты в популяциях отсутствуют.

2. Вместе с тем, среди ксенолитов в позднекайнозойских платобазальтах региона, наоборот, отсутствуют нижнекоровые ксенолиты, но повсеместно развиты ксенолиты мантийных шпинелевых лерцолитов (фрагментов верхней охлажденной каймы головы плюма), доставленные базальтами даже с меньших глубин.

3. Из этого следует, что в середине мела континентальная нижняя кора здесь еще существовала, но в позднем кайнозое она была смещена растекающейся головной частью мантийного плюма. Иными словами, в позднем кайнозое здесь произошла кардинальная перестройка глубинного строения региона, не затронувшая только самые верхние горизонты древней литосферы (сиалическую кору).

Благодарности. Работа была выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 14-05-00468 и Программы ОНЗ РАН № 8.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Физическая геодинамика. М.: Наука, 1993. 455 с.
2. *Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 605 с.
3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Наука, Филиал ГЕО, 2001. 409 с.
4. *Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др.* Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.
5. *Шарков Е.В., Богатиков О.А.* «Корни» магматических систем крупных внутриконтинентальных изверженных провинций // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 5. С. 579-584.
6. *Шарков Е.В., Джермакани Э., Ханна С., Багдасарян Г.П.* Первые К-Аг датировки диатрем кимберлитоподобных пород в прибрежной части Сирии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 943-946.
7. *Шарков Е.В., Лазько Е.Е., Ханна С.* Глубинные включения взрывного центра Наби-Матта (северо-западная Сирия) // Геохимия. 1992. № 9. С. 1241-1261.
8. *Esperanca, S., Garfunkel, Z.* Ultramafic xenoliths from the Mt. Carmel area (Karem Maharal Volcano), Israel // Lithos. 1986. Vol. 19. N 1. P. 43-49.
9. *Mariyama Sh.* Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. N 1. P. 24-49.

Сфенохазмы Верхояно-Колымской складчатой области как генераторы многоэтапного золотого оруденения

Пространственное размещение гранитоидного магматизма и эндогенного оруденения обычно определяется принадлежностью их к тем или иным складчато-разрывным геологическим структурам. Однако такая обширная складчато-разрывная подвижная область как Верхояно-Колымская, сама по себе еще не объясняет явно дискретных закономерностей пространственного размещения магматических поясов и достаточно компактной локализации золотоносных провинций. Не проясняют ситуации и материалы традиционного тектонического районирования складчатой области с выделением антиклинориев, синклинориев, рифтогенных структур и т.п., лишь часть которых насыщена гранитоидными телами и несет золотое оруденение. Обилие разломов разного ранга, с которыми чаще всего связывают контроль магматизма и оруденения, входит в противоречие с малочисленностью металлогенических провинций и линейных металлогенических зон. Плитотектонические построения также не внесли определенности в закономерности пространственного размещения и магматизма, и оруденения.

Ранее мы обратили внимание [6] на своеобразную клиновидную конфигурацию трех золотоносных провинций Верхояно-Колымской складчатой области – Индигиро-Колымской, Южно-Верхоянской и Верхоянской. Золотое оруденение в этих провинциях отчетливо контролируется ограничивающими провинции глубинными разломами и входящими в их инфраструктуру дизъюнктивами меньшего ранга. Так, Индигиро-Колымская провинция с запада ограничена Адыча-Тенькинским глубинным разломом, разделяющим районы интенсивной линейной складчатости и районы пологих деформаций (Адыча-Эльгинский и Верхне-Индигирский), с востока – зоной разлома Улахан с нанизанными на него блоками палеозойских пород. В северо-западном направлении в бассейне р. Селеннях эти разломные зоны причленяются друг к другу, очерчивая в пространстве клиновидную территорию, открывающуюся в южном направлении. Южно-Верхоянская клиновидная структура открывается к северу. Западным ограничением ее является Бурхалинский глубинный разлом, разделяющий складчатые структуры Южно-Верхоянского синклинория и палеозойские структуры Сетте-Дабана, восточным – Билякчанский и Юдомский разломы, по которым граничат

¹ Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия

структуры Южно-Верхоянского синклинория и Охотского срединного массива. Эти ограничивающие разломы в южном направлении постепенно сближаются и сочленяются в районе северного окончания Преджугджурского вулканогенного прогиба.

Верхоянский клинораздвиг также открыт к северу. Западной его границей является Верхоянский краевой шов сложной надвиго-взбросовой и сдвиговой кинематики, на востоке он граничит с Адыча-Эльгинским районом пологих деформаций. В состав Верхоянского клинораздвиг мы включаем и золотоносный Кулар.

Детально изучавшие клиновидные структуры (сфенохазмы) [4, 5] отмечали, что главными структурно-вещественными, динамическими и геофизическими характеристиками клинораздвиговых структур являются: создание гигантских седиментационных ловушек и массовое перемещение осадочного материала со стороны расходящихся геоблоков; приближение к поверхности по системам раздвиговых разломов и сбросов перегретых мантийных масс; многоэтапность раздвижения; интенсивная раздробленность фундамента, значительные амплитуды между положительными и депрессионными структурами; в отличие от рифтов расхождение граничных элементов под углом друг к другу; линейный (продольный) характер знакопеременных магнитных аномалий высокой интенсивности; образование структур без предшествующего аркогенного воздымания. В кинематическом отношении преобладали вращательные и сдвиговые тектонические движения.

Золотое оруденение не выходит за пределы перечисленных клиновидных структур, что заставляет предполагать их генетическую связь.

Первоначально рассматриваемые золотоносные провинции открывались и осваивались как специфические золото-кварцевые с крупным золотом и слабой сульфидной минерализацией. В последующем в их пределах были обнаружены другие разновидности золото-кварцевой рудной формации (кварцево-жильный, штокверковый, дайковый, стратиформный) и иные формационные типы золотого оруденения (крупнообъемное золото-сульфидное, золото-антимонитовое, золото-редкометалльное, золото-платинометалльное, карлинского типа и др.), в формировании которых основная роль принадлежала или магматизму, или вулканизму, или региональному метаморфизму и углеродистому метасоматизму. Во всех моделях акцентировано внимание на существенную роль углерода.

Разнообразие формационных типов золотого оруденения послужило основанием к появлению многочисленных моделей его формирования: осадочно-метаморфогенной, метаморфогенно-гидротермальной, интра-

теллурического углеродистого метасоматоза, магматогенно-гидротермальной, каждая из которых претендовала на свою исключительность.

В настоящее время все более отчетливо выступает идея о формировании благороднометалльных месторождений в несколько этапов (не стадий), с широким развитием процессов регенерации. Основными критериями этапности процесса являются: разрыв во времени типов оруденения, пространственные закономерности размещения оруденения разных этапов, широкое развитие объемной интенсивной коррозии ранних минеральных ассоциаций, появление необычных минералов, не свойственных месторождениям чистых формационных линий, тесная сокристаллизация регенерированных и новообразованных специфических минералов с образованием необычного типа структур [2, 3]. Дальнейшее изучение золотоносности Верхояно-Колымской складчатой области автор видит в тесной корреляции исследований металлоносности со структурно-вещественными, динамическими и геофизическими характеристиками клинораздвиговых структур.

Литература

1. Бергер В.И. Раздвиговые структуры и некоторые особенности металлогении Верхояно-Колымской системы // Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Докл. сов. геол. на секции В5 Тихоокеан. научн. конгр. Хабаровск, авг. 1979 г. Владивосток, 1982. С. 93-104.

2. Гамянин Г.Н. Признаки полиформационности рудных месторождений Верхояно-Колымских мезозойд // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Материалы конференции к 100-летию доктора геолого-минералогических наук Лауреата Государственной премии Флерова Б.Л. Якутск, 2006. С. 32- 35.

3. Гамянин Г.Н. Этапность формирования благороднометалльных месторождений Восточной Якутии // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Материалы Международной научной конференции. Екатеринбург, 2007. С. 115-118.

4. Красный Л.И. О клиновидных структурах и граничных углах // Геотектоника. 1987. № 4. С. 3-18.

5. Кэри С.У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле. М.: Мир, 1991. 448 с.

6. Шахтыров В.Г. Сфенохазмы в мезозойдах Северо-Востока Азии и геотектоническая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Труды Всероссийского совещания. Магадан, 4-6 сентября 1997 г. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан, 2000. С. 68-76.

**Тектоника земной коры области сочленения юго-восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Колымского орогенного пояса в полосе профиля 3-ДВ
Хандыга - Адыгалах**

Территория полосы профиля (Федеральный проект создания опорных глубинных профилей на территории России) охватывает юго-восточную часть Северо-Азиатского кратона. Профиль последовательно пересекает (с запада на восток) юго-восточную часть чехла Сибирской платформы, Юдомо-Майский рифтогенный прогиб, юго-западную часть Верхояно-Колымского орогенного пояса [5].

При составлении тектонической карты полосы профиля и прилегающих территорий, исходя из полученного ряда структурно-геофизических моделей, были учтены следующие основные особенности глубинного строения земной коры. По структурным характеристикам геоэлектрической и сейсмической модели (МТЗ, МОВ-ОГТ) и эффективным геоэлектрическим параметрам (проводимость) в интервале пикетов 1950-1970 км выделена восточная граница погруженной части Северо-Азиатского кратона. По сейсмической модели МОВ-ОГТ в интервале пикетов 1630-1670 км установлена надвиговая структура, фрагментарно прослеживающаяся до поверхности Мохоровичича. На интервале пикетов 1400-1650 км по сейсмическим моделям (МОВ-ОГТ, КМПВ) установлена мощность чехла восточной части Сибирской платформы, особенности стратификации Предверхоянского рифтогенного прогиба. По магнитной и сейсмической (МОВ-ОГТ) моделям установлена глубинная структура Хандыгского абиссолита (пикеты 1520-1575 км).

На схеме тектонического районирования (рис. 1) показаны основные тектонические элементы чехла юго-восточной окраины Сибирской платформы и прилегающей к ней с востока территории южной части Верхояно-Колымского орогенного пояса. В составе чехла платформы выде-

¹ ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии геофизики и минерального сырья, МПР РФ, Новосибирск, Россия

⁴ ОП «Спецгеофизика», ГФУП «ВНИИГ геофизика», МПР РФ, Москва, Россия

лены: Юдомо-Майский рифейский рифтогенный прогиб, юго-восточный фрагмент Вилуйской юрской синеклизы, восточный фланг юрско-мелового Предверхоянского прогиба рифтогенной природы и ряд кайнозойских угленосных впадин в долине р. Алдан.

Юдомо-Майский прогиб протягивается в меридиональном направлении более чем на 700 км при ширине от 40 до 110 км. По сейсмическим данным, западный борт прогиба по пологому (около 13°) разлому надвинут на структуры позднемезозойского Предверхоянского рифтогенного прогиба, амплитуда перекрытия до 35 км. Восточный борт более крутой (угол падения от 40° в западном направлении до субвертикального). Прогиб асимметричен. Его осевая часть смещена к востоку. Глубина погружения кристаллического фундамента под Юдомо-Майским прогибом составляет более 15 км. В формировании и развитии прогиба существенную роль играли процессы рифтогенеза, получившие наиболее отчетливое структурное выражение в породах позднего рифея и девона. В пределах Юдомо-Майского прогиба установлена телескопированная рифтогенная структура – Сетте-Дабанский палеорифт [3]. Он представляет собой серию моноклиналей, сложенных карбонатными и вулканогенными морскими комплексами, которые веерообразно надвинуты к западу друг на друга. На уровне среднего и верхнего девона имеются покровы и дайки субщелочных и щелочных долеритов. Восточная часть рифта перекрыта нижнепермской терригенной толщей Аллах-Юнского прогиба.

Вилуйская синеклиза в полосе профиля представлена частью своего южного крыла. В бассейне рек Амга и Алдан она сложена континентальными отложениями юры, под которыми бурением установлены отложения кембрия, венда и рифея.

Предверхоянский рифтогенный прогиб в пределах исследованной территории представлен своим юго-восточным окончанием. Он выполнен юрскими и нижнемеловыми континентальными отложениями, перекрывающими толщи триаса, перми, нижнего палеозоя. На его восточном крыле кристаллический фундамент залегает на глубинах свыше 8 км. Накопление юрско-меловых толщ происходило синхронно с формированием фронтальных надвиговых структур Южно-Верхоянского орогенного пояса [2].

Нижнеалданская предгорная кайнозойская впадина, выполненная мощными (до 900 м) толщами олигоцена и неогена, примыкает к южной окраине широтной ветви Верхоянского хребта.

Верхояно-Колымский орогенный пояс сформировался на пассивной окраине Северо-Азиатского кратона с докембрийским кристаллическим

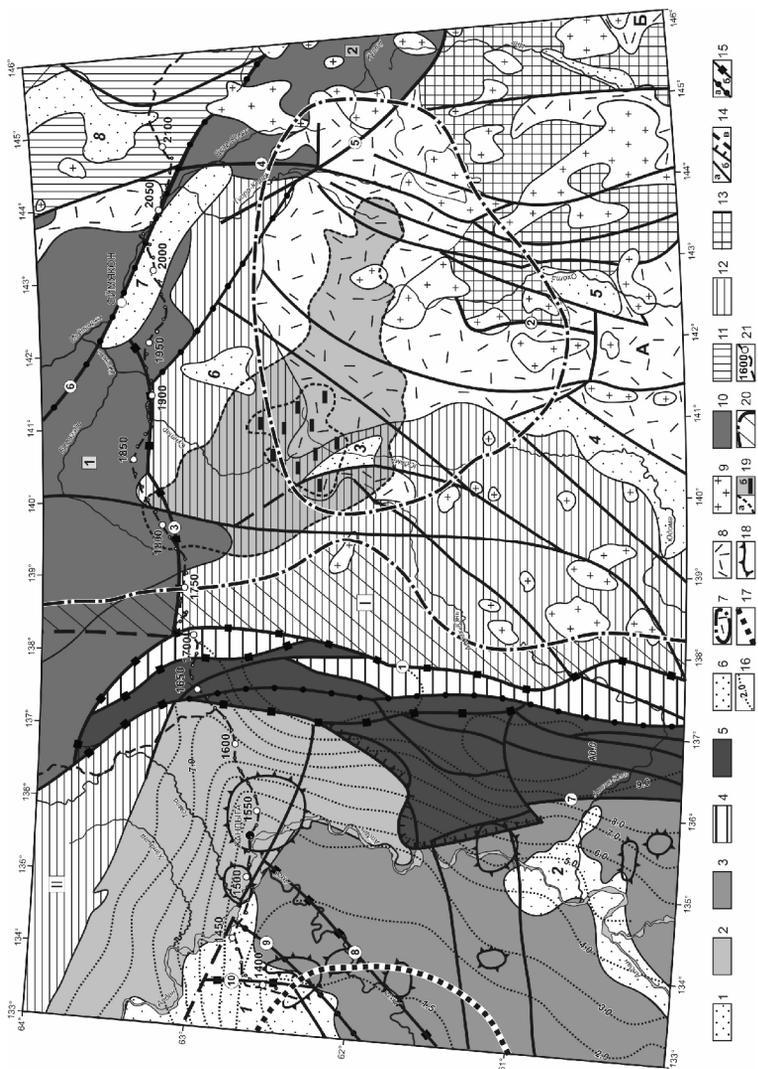


Рис. Схема тектонического районирования зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымского орогенного пояса

Условные обозначения к рис. 1:

1–5 - Сибирская платформа: 1 - кайнозойские впадины: 1 - Нижнеалданская угленосная, 2 – Джукьян-Кербинская; 2 - Предверхоянский мезозойский (J-K₁) рифтогенный прогиб; 3 - Вилойская мезозойская (J) синеклиза; 4 - Сетте-Дабанский венд-среднепалеозойский рифтогенный прогиб; 5 - Юдомо-Майский рифейский рифтогенный прогиб; 6–9 - структуры активных окраин: 6 - кайнозойские впадины: 3 - Верхне-Юдомская, 4 - Юдомская, 5 - Средне-Охотская, 6 - Агаяканская, 7 - Оймяконская, 8 – Верхнерерская; 7 - Позднемеловая-палеогеновая наложенная Куйдусунская вулcano-тектоническая структура; 8 - альб-позднемеловой вулcano-плутонический пояс: А - Кетандинская ветвь, Б - Магаданская ветвь; 9 - позднемеловые гранитоиды (коллиззионные и внутриплитные); 10–13 - Верхояно-Колымский орогенный пояс: 10 - Адыча-Тарынский антиклинорий (1) и Верхнеколымский синклинорий (2), 11 - Аян-Юряхский антиклинорий, 12 - синклинории: I - Аллах-Юнский, II – Барайнский, 13 - Кухтуйский выступ докембрийского Охотского массива (микроконтинента); 14 - Тектонические нарушения: а – межблоковые (пронумерованные): 1 - Бурхалинский, 2 - Хизинда-Кухтуйский, 3 - Кюбуминский, 4 - Индигирский, 5 - Хейджанский, 6 - Колымо-Индигирский, 7 - Кыллахский, 8 - Хочомский, 9 - Итык-Кюэльский, 10 – Буатаманский и прочие (без номеров); б - надвиги; в □ предполагаемые разломы; 15 - глубина заложения ралома: а - мантийная, б – нижнекорвая; Элементы глубинного строения: 16 - изопахиты осадочного чехла Сибирской платформы и рифтогенного комплекса Юдомо-Майского прогиба в км (данные опорного бурения, КМПВ, МТЗ), 17 - граница Якутского свода архейского фундамента Сибирской платформы (данные КМПВ, МТВ, плотностного 3D моделирования), 18 - не выходящие на земную поверхность абиссолиты нефелин-сиенитового состава (данные МОВ-ОГТ, плотностное и 3D моделирование), 19 - глубинный контур распространения пород Куйдусунской ВТС: а - её корневая часть, б - плотностное 3D моделирование, 20 - проекция на земную поверхность мантийного “окна” в подошве Мохоровичича (данные МОВ-ОГТ); 21 - линия профиля 3-ДВ, с номерами пикетов в км

основанием. Он сложен породами от нижнего карбона до верхней юры включительно. Со структурами Сибирской платформы он граничит по Бурхалинскому глубинному разлому (см. рис. 1). Формирование Бурхалинского (по Стогний Г.А. Сетте-Дабанского) разлома произошло в позднем протерозое. Вдоль разлома выделен Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженные с ним магматические образования [4, 5]. Пояс узкой полосой (до 50-60 км) протягивается в меридиональном направлении вдоль западного борта Аллах-Юнского синклинория и пересекает Адыча-Тарынский антиклинорий (см. рис. 1). На уровне подошвы земной коры поясу соответствует мантийное «окно» (разрыв поверхности Мохо). Помимо указанных структурных элементов, вслед за авторами Госгеолкарты РФ [1], в структуре пояса нами выделены Барайнский, Верхнеколымский синклинории и Аян-Юряхский антиклинорий, Кухтуйский выступ докембрийского Охотского массива

(микроконтинента). В самостоятельный тектонический элемент выделена мел-кайнозойская Куйдусунская вулкано-тектоническая структура со своими глубинными корнями. Районирование аномального гравиметрического поля и высокий тепловой поток до 100 мВт/м^2 [4], плотностное 3D моделирование и данные МОВ-ОГТ позволяют сделать предположение о плюмовой природе этой структуры.

К тектонической карте исследуемой территории составлены комплексные геолого-геофизические модели на всю мощность земной коры и для её верхней части до глубин 10 км.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации / Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист Р-54, 55 - Оймякон, О-55. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.

2. *Прокопьев А.В.* Кинематика мезозойской складчатости западной части южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.

3. *Сагир А.В.* Особенности развития и металлогена Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 17-23.

4. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. 174 с.

5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

Неплейттектоническая GPS-геодинамика Большого Кавказа

1. Большой Кавказ представляет собой подвижное сооружение с чешуйчато-надвиговой тектонической структурой [3, 4]. Принято такую структуру объяснять сдавливанием сооружения при сближении смежных Евразийской и Аравийской литосферных плит. Однако геодезические измерения свидетельствуют об увеличении ширины Большого Кавказа.

2. Первые геодезические (GPS) измерения на Большом Кавказе были выполнены в 1991-1997 гг. [2, 5] (рис. 1). В 2010-2013 гг. измерения были проведены в осетинской части Большого Кавказа [1] (рис. 2). Результаты измерений представлены в местных системах координат, относительно опорных станций ZELB (в Лабино-Малкинской зоне, рис. 1) и ARDN (в Бесланском прогибе, в зоне А, см. рис. 2). Эти станции рассматриваются как “неподвижные”. Изученную территорию можно разделить на зоны Предкавказья, Северного склона, Главного хребта, прогиба Южного склона и Грузинской глыбы.

3. В зоне Главного хребта GPS-пункты ULCA, BALK и MATS удаляются в южном направлении от опорной станции ZELB (см. рис. 1), а не приближаются к ней. Точно так же на территории Главного хребта в Осетии (зоны В и С на рис. 2) в южном направлении относительно опорной станции ARDN смещаются станция LATZ и пункты DIGR, ZRMG, BUGT и ZAKK. Таким образом, геодезические измерения свидетельствуют о том, что ширина зоны Главного хребта Большого Кавказа в ходе современного тектогенеза увеличивается, а не уменьшается. По северной периферии Большого Кавказа протягивается полоса осадочных пород верхней юры – мела Северного склона (см. рис. 1). Пункты BEUG и SHAT в западной части полосы и пункт DUBK в восточной также смещаются в южном направлении.

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга (ГАИШ) МГУ, Москва, Россия

³ Владикавказский научный центр (ВНЦ) РАН и РСО-А, Владикавказ, Россия

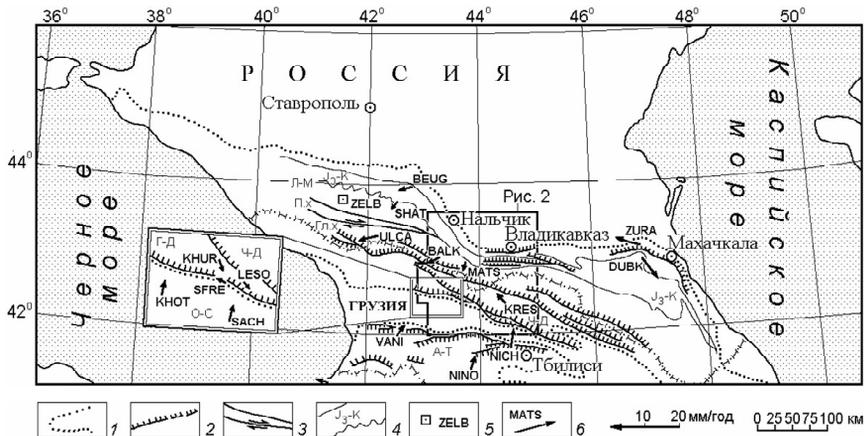


Рис. 1. Современная геодинамика Кавказа по GPS-данным (относительно станции ZELB) по измерениям 1991-1997 гг. ([5], фрагмент).

1 – контуры горных сооружений Большого и Малого Кавказа; 2 – некоторые основные надвиги Кавказа; 3 – разломы зоны Передового хребта; 4 – отложения верхней юры – мела Северного склона Большого Кавказа; 5 – опорная геодезическая станция ZELB; 6 – векторы скоростей горизонтальных смещений геодезических пунктов и их кодовые названия. А-Т – Аджаро-Триалеты. Зоны: Г-Д – Гагра-Джавская; Гл.х – Главного хребта; Л-М – Лабино-Малкинская; О-С – Окрибо-Сачхерская; П.х – Передового хребта; Ч-Д – Чиауро-Дибрарский синклиорий

4. Прогиб Южного склона включает Сванетскую зону (представлена Сванетским антиклинорием и Чиауро-Дибрарским синклиорием на рис. 1, зоной *D* на рис. 2) и Гагра-Джавскую зону (на рис. 1 и зону *E* на рис. 2). Находящиеся в Осетии в северной части прогиба Южного склона, на северном крыле Чиауро-Дибрарского синклиория пункты ROOK, DZMG, EDIS и ERMN (см. рис. 2) и располагающийся восточнее, в районе Крестового перевала на Военно-Грузинской дороге пункт KRES (см. рис. 1, 2) устойчиво смещаются в северном направлении. Векторы скоростей пунктов KHUR и LESO (см. рис. 1, 2) и пунктов ERTS и KVYS (см. рис. 2) на южной периферии прогиба Южного склона, в пределах Гагра-Джавской зоны ориентированы в противоположном, южном направлении.

5. Это позволяет говорить о том, что ширина прогиба Южного склона увеличивается. Уже упоминалось об увеличении ширины зоны Главного хребта. Увеличивается, таким образом, ширина Большого Кавказа в целом.

6. В Окрибо-Сачхерской зоне, являющейся краевой частью Грузинской глыбы, находятся пункты KNOT, SACH и SFRE (см. рис. 1, 2).

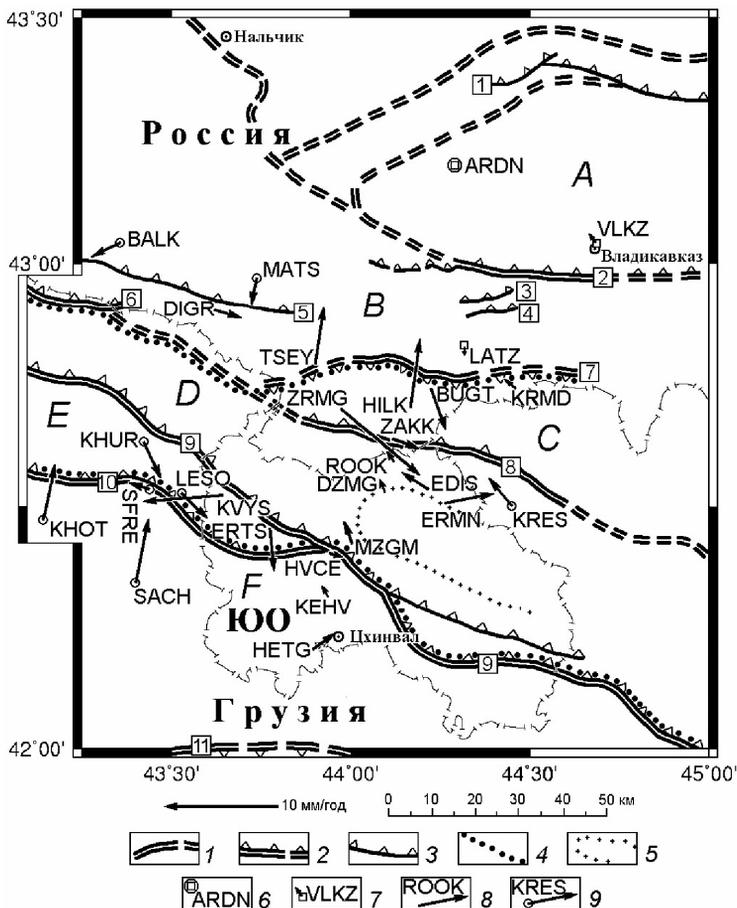


Рис. 2. Векторы скоростей горизонтальных смещений GPS-станций и пунктов в Осетии (относительно станции ARDN) (по [1], с дополнениями из [5]). Местоположение рисунка см. на рис. 1.

1, 2 – границы элементов тектонической структуры региона (1), в том числе представленные крупными надвигами (2); 3 – некоторые другие надвиги; 4 – контуры прогиба Южного склона; 5 – срединная часть Чикауру-Дибрарского синклинория; 6 – опорная станция ARDN; 7 – GPS-станции, их кодовые названия и векторы скорости горизонтального смещения; 8, 9 – GPS-пункты, их кодовые названия и векторы скорости горизонтальных смещений, по [1] (8) и [5] (9). А, В, С, D, E, F – тектонические зоны, пояснения см. в [1]. ЮО – Южная Осетия. Цифры в квадратиках – границы зон, надвиги: “безымянные” (1), Владикавказский (2), Карчинский (3), Моравхохский (4), Адылсу-Харесский (5), Главный надвиг Большого Кавказа (6), Бурон-Ларсский (7), Тибский (8), Орхевский (9), Лечхумский (10), Сурамско-Гокишурский (11)

В Осетии на Грузинской глыбе (зона F на рис. 2) располагаются пункты НЕТГ и КЕНУ (см. рис. 2). Векторы смещений перечисленных пунктов ориентированы в северном направлении. Это свидетельствует о северном смещении Грузинской глыбы, пододвигающейся, по-видимому, под структурные элементы Большого Кавказа [2].

7. Увеличение ширины Большого Кавказа можно было бы объяснить современным, вкрест простирающимся растяжением этого сооружения. Однако решения механизмов очагов землетрясений на территории Кавказа однозначно указывают на то, что здесь имеет место обстановка напряжений сжатия в субмеридиональном направлении. Существование на одной и той же территории такого сжатия и одновременно увеличения ширины Большого Кавказа свидетельствует о том, что современная геодинамика этого сооружения связана с процессами объемного расширения, распора (и увеличения площади) слоистых горных пород – по-видимому, в результате привноса в них дополнительного минерального материала восходящими потоками глубинных флюидов [3].

8. В подавляющем большинстве случаев направления современных смещений GPS-пунктов и станций Большого Кавказа хорошо соответствуют вергентности тектонических дислокаций в соответствующих частях региона. Такое соответствие указывает на то, что современные смещения элементов тектонической структуры региона – это продолжение геологического (мезозойского–кайнозойского) процесса формирования этих элементов.

9. Геодезические пункт и станция ZURA и VLKZ, располагающиеся на границе Предкавказья и Большого Кавказа, имеют векторы скорости, ориентированные в северном направлении. Они находятся на висячих крыльях южновергентных надвигов (Владикавказского и др.). Непосредственно южнее плоскостей надвигов проходит полоса выходов пластичных глинистых пород майкопской свиты олигоценового–нижнемиоценового возраста. В Дагестане Н.С. Шатским установлено пяти-шестикратное повторение отдельных частей разреза майкопской свиты. В этом случае нагнетаемый материал свиты может отжимать к северу висячие крылья надвигов, что, возможно, будет маскировать их собственные надвиговые перемещения в южном направлении [5].

10. Смещения единичных разрозненных пунктов – TSEY, HILK, KRMD, MZGM и HVCE – не укладываются в изложенную интерпретацию кинематики структуры региона. Это может быть связано как с наличием каких-то невыявленных местных, локальных деформаций, так и с неустойчивостью отдельных геодезических пунктов.

Литература

1. Милуков В.К., Миронов А.П., Стеблов Г.М., Шевченко В.И., Кусраев А.Г., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М. Современные горизонтальные движения основных элементов тектонической структуры осетинской части Большого Кавказа по GPS измерениям // Физика Земли. 2015. № 4. С. 68-80.
2. Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А. и др. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–75.
3. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука, 1984. 160 с.
4. Шевченко В.И. Строение Главного хребта Центрального Кавказа между реками Ардон и Терек // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Вып. 2. С. 19-29.
5. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3-18.

А.Г. Шемпелев¹

Результаты геофизических работ по Чегемскому профилю (Северный Кавказ)

В 2014 г. ОАО «Кавказгеолсъёмка» и ООО «Сей-Эко-Геон» методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурических зондирований (МТЗ) отработан Чегемский профиль. Он располагается на северных склонах Кавказа от перевала Китлод и до города Буденновск в Предкавказье, то есть в пределах альпийской структуры Большого Кавказа и Скифской эпигерцинской плиты.

Из приведённых на рисунке фактических материалов МОВЗ, МТЗ, гравимагнитных съёмок видно, что земная кора в пределах Чегемского разреза распадается на два региональных блока, значительно различающихся по всем геофизическим параметрам. Граница раздела блоков, зона повышенной электропроводимости, находится в пределах 40–70-го

¹ АО «Кавказгеолсъёмка», Ессентуки, Россия

км профиля. Она может быть Предкавказским разломом, который по результатам количественных расчётов гравитационных аномалий падает на СВ до глубин порядка 14 км под углом в среднем 55° [1]. Зона разлома сопровождается очагами землетрясений, зафиксированными в основном на глубинах до 20 км.

Южный блок – это структуры Большого Кавказа: поднятие Главного хребта и Северо-Кавказская моноклинали. Блок характеризуется минимальными значениями поля силы тяжести (рис. А), которым могут отвечать разуплотнение земной коры и увеличение её толщины. Аномалии магнитного поля до 300–500 нТл (см. рис. А) связываются с неогеновыми игнимбритами, туфами и лавами андезито-дацитов Верхне- и Нижне-Чегемской вулканических построек. В основном же поднятие Главного хребта представлено гранитами, мигматитами разной степени мигматизации и метаморфическими породами. Резко дифференцированные электрические и скоростные характеристики свидетельствуют о весьма сложном геологическом строении орогенной структуры. Северо-Кавказская моноклинали отличается от поднятия Главного хребта верхней частью геологического разреза, где представлена средне-верхнеюрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями незначительной мощности, полого (до 8°) погружающимися в северном направлении, и, преимущественно, протерозойским кристаллическим фундаментом. Нижние слои земной коры южного блока имеют повышенную электропроводимость и слабую коррелируемость границ обмена PS-волн между станциями, в том числе для глубин обычного залегания поверхности Мохо. Это можно объяснить значительной их нарушенностью.

Северный блок, структуры Скифской эпигерцинской плиты, характеризуется положительными относительно орогенного южного блока значениями гравитационного поля, что типично для платформ. Здесь можно предполагать положение поверхности Мохо вдоль профиля по серии границ обмена PS-волн, которые могут ей соответствовать. Обоснованием выбора границ на глубинах порядка 40 км является положение поверхности Мохо, установленное вдоль профиля глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) Степное–Бакуриани [2, 3], расположенного в пределах Скифской плиты в 40–60 км к востоку от рассматриваемого Чегемского профиля в аналогичных структурно-тектонических условиях. Последнее подтверждается, в частности, идентичностью гравитационного поля для обеих профилей.

Геологическое строение северного блока типично для молодых платформ. В его земной коре чётко прослеживаются две сейсмические границы (рис. Б), вероятно, поверхности несогласия, разделяющие плат-

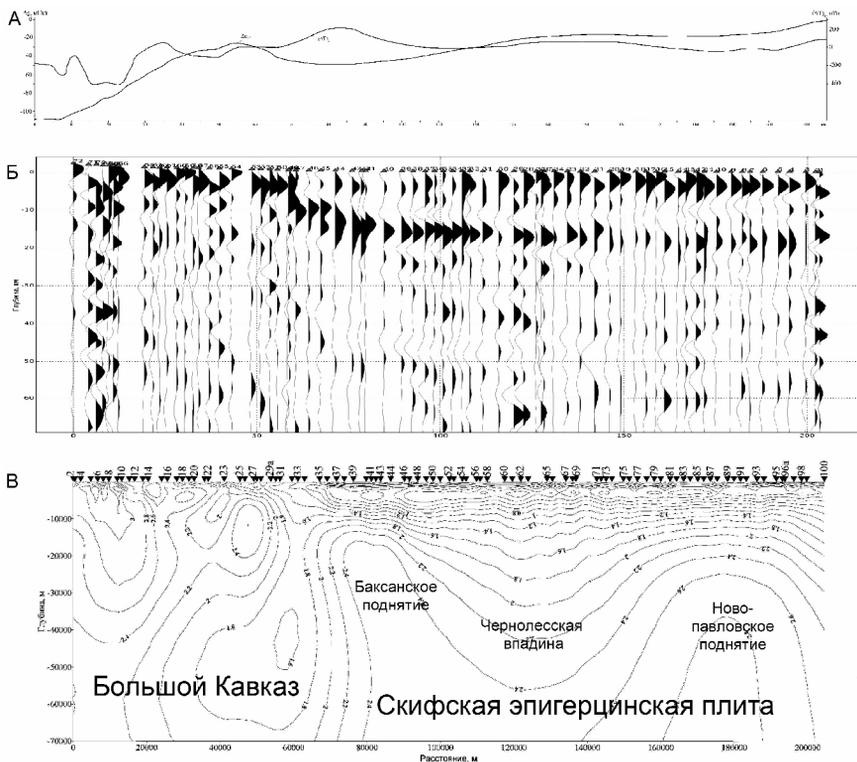


Рис. Результаты геофизических исследований вдоль Чегемского профиля. А – Графики гравитационного Δg и магнитного (ΔT)_a полей; Б – Функции приемников станций МОБЗ и их номера; В – Геоэлектрический разрез ($\lg \rho$ Омм), станции МТЗ и их номера

форменный чехол, переходный комплекс и дислоцированный фундамент. Положение одной из этих границ на глубинах 3–4 км совпадает с подошвой платформенного чехла Скифской эпигерцинской плиты. По мнению некоторых геологов и данным бурения [4] является, вероятно, поверхностью срыва. Электросопротивления осадочной толщи низкие, они практически не дифференцированы и характеризуются величинами 4–8 Омм. Залегает молодые низкоомные образования почти горизонтально, что подчёркивается осью электропроводимости на геоэлектрическом разрезе. Вторая чётко прослеживаемая по МОБЗ граница обмена на глубине около 20 км также может быть поверхностью срыва, поверхностью пологого регионального надвига. По скоростным параметрам

рам и по конфигурации поля кажущихся электрических сопротивлений в пределах этого по толщине 15 километрового слабо дислоцированного переходного комплекса выделяются два региональных поднятия (Баксанское и Ново-Павловское), разделенные Чернолесской впадиной (рис. В). Ново-Павловское поднятие может быть западным продолжением Прикумской системы поднятий.

Известные в этом районе Предкавказья восточнее Чегемского профиля нефтегазоносные структуры осадочного чехла приурочены к выделяемым по геофизике поднятиям фундамента или к их краевым частям. Это даёт право ожидать наличие УВ, вероятно, в материнских палеозойских образованиях Чернолесской впадины, а также соответственно новые перспективные участки и в осадочном чехле.

Литература

1. *Шемпелев А.Г.* Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. 1982. № 4. С. 97–108.
2. *Юров Ю.Г.* Строение земной коры на Кавказе и изостазия // Советская геология. 1963. № 9. С. 42–47.
3. *Павленкова Г.А.* Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное–Бакуриани и Волгоград–Нахичивань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16–25.
4. *Обыскалов А.К., Марков А.Н., Грабкин О.В., Переверзева Н.А., Белокопытова Л.Г.* О надвиговом строении фундамента Предкавказья в северном обрамлении Минераловодского выступа // Советская геология. 1992. №3. С. 68–72.

С.И. Шерман¹

Геодинамическая активность Центральной Азии в кайнозое: районирование по локализации современных сильных землетрясений

Ряд публикаций академиков Н.А. Логачева [3-5 и др.] и Е.Е. Милановского [6-8 и др.] посвящены неотектонике Центральной Азии, в том

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

числе сравнительному анализу специфических факторов сходства в строении рифтовых систем Байкальской и Шаньси. На современном уровне наших знаний их сравнительные исследования продолжены и тематически расширены по общности в геолого-геофизических процессах, в частности, сейсмичности и локализации эпицентральных полей землетрясений упомянутых рифтовых систем [12]. Новый цикл исследований расширил и углубил тематику и позволил использовать локализацию только сильных ($M \geq 8$) за последнее столетие землетрясений крупного региона в Центральной Азии для его геодинамического районирования. Подобный подход впервые используется при геодинамическом анализе позднекайнозойских процессов, следствия которых представляют собой существенную социальную значимость.

Современная геодинамика Центральной Азии определяется её положением в одном из расширенных сегментов трансконтинентального Средиземноморско-Памиро-Гималайско-Тихоокеанского сейсмического пояса, по широтным параллелям разделяющего крупнейшие литосферные плиты Земли – Евроазиатскую на севере от Африканской и Индостанской (или Индостан-Австралийской) на юге [16, 17 и др.]. Источник трансрегиональных напряжений – общее движение южных плит на север и естественная реакция сопротивления или даже встречного движения Евроазиатской плиты. Непосредственно сейсмический процесс в континентальной литосфере Центральной Азии генетически связан с коллизией Индостанской и Евроазиатской плит и отражает специфику развития её геодинамических зон. Для региона характерна приуроченность максимальных ($M \geq 8$) землетрясений последнего столетия только к западной части от крупной, длительно развивающейся субмеридиональной трансрегиональной пограничной структуры по $\sim 105^\circ$ в.д., отделяющей её по современной геодинамике от восточной (рис. 1), и сильнейшее прямое воздействие коллизии крупнейших континентальных плит. При детальном геодинамическом районировании территориальный центр Азии – это Тибет, Памир и Тянь-Шань, представляют собой своеобразную геодинамическую область (подчеркиваем – в сейсмическом поясе!) пространственного окружения другими, отличающимися по современной геодинамике территориями (рис. 2). Эта область – сфера максимального влияния континентальной коллизии, активнейшая часть громадного Альпийско-Гималайского коллизионного пояса в понимании В.Г. Трифонова [2004], ослабленное влияние которого достигает южного Прибайкалья. К северу от Тибета, по мере все большего удаления непосредственно от Гималайского надвига, напряжения сжатия постепенно сменяются напряжениями сдвига-сжатия и сдвига и затухают к южной границе Сибирской платформы. Территория превали-

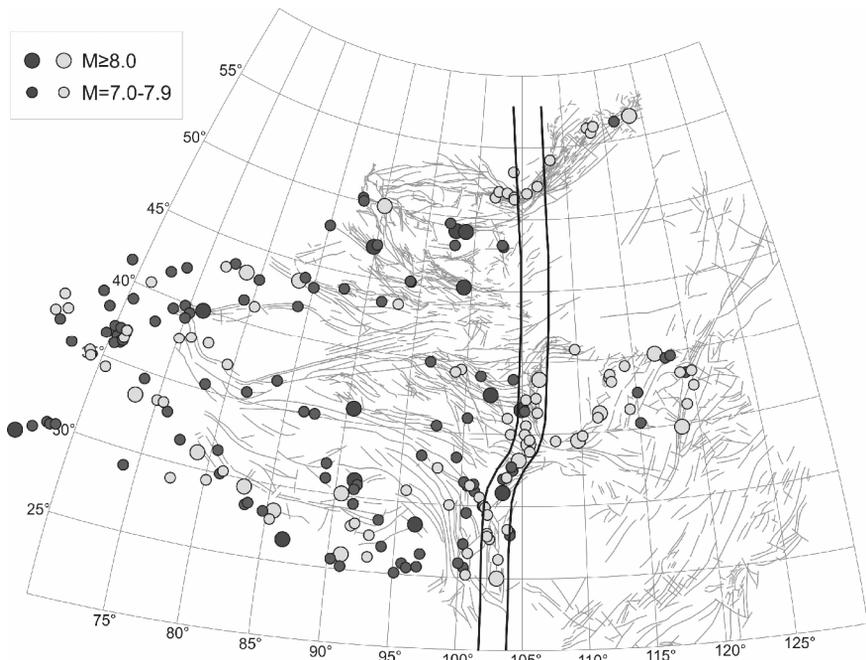


Рис. 1. Локализация очагов сильных землетрясений в Центральной Азии за период 1800–2014 гг. Красные кружки – землетрясения 1900–2014 гг., синие – землетрясения 1800–1900 гг. Сплошные линии ограничивают зону трансрегиональной пограничной структуры Центральной Азии

рования напряжений сжатия со сдвигом охватывает всю западную от трансрегионального меридиана 105° в.д. часть Центральной Азии.

Описываемый регион сильных землетрясений характеризуется последовательным с юга на север изменением геолого-геофизических параметров литосферы. Видоизменяются формы и размеры блоковых структур, уменьшается толщина земной коры с >74 в Тибете до ~ 42 км в Тариме и Джунгаре, последовательно меняются региональные векторы напряжений в земной коре от превалирования сжатия на юге и центре и их трансформацией в сдвиго-надвиговые и сдвиговые поля напряжений в Саянах и южном Прибайкалье – на севере. Вместе с модификацией напряжений меняются векторы горизонтальных скоростей современных движений земной коры. Они максимальны на юге и в центре, а также при приближении к западной субмеридиональной границе зоны, где векторы изменяют направление на юг. При развороте на юг



Рис. 2. Геодинамическая зональность Центральной Азии.

I – меридиональная пограничная зона Центральной Азии – восточная граница зоны высокой геодинамической активности; *2* – границы между геодинамическими зонами; *3* – зоны высокой геодинамической активности: *I* – центральная зона интенсивного сжатия литосферы и локализации сильных землетрясений; *II* – зона Индостанской плиты – индентора напряжений сжатия; *III* – зона схождения блоковых структур Памира, Тянь-Шаня и Казахской глыбы, затрудняющая разрядку напряжений сжатия и течения вещества на запад; *4* – зоны относительно слабой тектонической активности и стабильные: *IV* – зона Амурской плиты и крупных блоковых структур юго-восточного Китая; *V* – стабильная зона Сибирской платформы; знаки: *1* – пунктир; *2* – штрих-пунктир, очерчивающий границы каждой зоны; *I, II, III, IV* и *V* – это цветовая гамма (*I* – оранжевая; *II* – интенсивно красная; *III* – светло-оранжевая; *IV* – светло-зеленая; *V* – светло-синяя)

скорости убывают. Для южной и центральной частей западной зоны характерно течение материала земной коры, сочетающееся со смещениями по межблоковым разломам. Именно течение геологического субстрата сглаживает границы крупных блоков и трансформирует их в линзоподобные формы, отдаленно напоминающие единичные мегабу-

дины. Течение сопровождается значительными смещениями по разломам, о чем доказательно писал для региона В.С. Буртман [1, 2], а в общем теоретическом плане Ю.В. Ризниченко [9]. Течение субстрата можно считать одним из тех геодинамических факторов, которые на качественном уровне выделяют сравнительно небольшую Центральную геодинамическую область Азии от окружающих.

Интегрируя известные геолого-геофизические материалы, можно утверждать, что область проявления наиболее сильных землетрясений в Центральной Азии отличается от окружающих районов интенсивным сжатием литосферы, увеличенной мощностью коры, специфической линзовидной формой её крупных блоков, значительными смещениями по ограничивающим блоки разломам и течением материала.

Геодинамические параметры центрального региона Азии с превалированием современных сильных землетрясений энергетически обеспечиваются континентальной коллизией и «направляющими» расходом энергии относительно геодинамически менее активными окружающими с востока, севера и запада другими геодинамическими зонами.

На востоке – территория относительно стабильной геодинамической зоны, представленной Южно-Китайской плитой и западной частью Амурской плиты. В геодинамическом отношении территория отражает ослабленное влияние Тихоокеанской субдукции, стагнирующий слэб которой совместно с погружающейся Филиппинской плитой достигает границы «трансрегионального» $\sim 105^\circ$ в.д. меридиана. Характеризуемая меридиональная граница находит отражение на схемах глубинного строения литосферы Центральной Азии по интерпретации скоростей Р- и S-волн [14]. Схемы детализацией объектов по сейсмической томографии отличаются от близких по методике ранее проведенных работ [18], однако не противоречат их результатам. Большое внимание уделено этой границе в работах, посвященных источникам и территориальному распространению кайнозойского вулканизма [11, 13].

Субмеридиональная трансрегиональная пограничная полоса ограничивает влияние на запад процесса Тихоокеанской субдукции и способствует сосредоточению давления Индостанской плиты на области Тибета, Памира и Тянь-Шаня, содействует структурному вычленению в современное время наиболее сейсмически активной западной части Центральной Азии.

На западе границей является очень узкая территория, отражающая сложную геодинамическую ситуацию, при которой стиснутое в соседней на востоке зоне субгоризонтальное течение горных масс ограничено в движении на запад схождением и сближением Памира, Тянь-Шаня и Казахской плиты. Из-за их сближения остаётся относительно узкий

«выход» для течения масс, в свою очередь дополнительно осложняемый Таримским блоком. Этим самым западная граница своеобразного центра Центральной Азии с территорией сильных землетрясений ограничивается в разрядке напряжений и реологическом течении масс.

Северная граница территории сильных землетрясений – блок Сибирской платформы как неотъемлемая часть Евразийской плиты. Относительно пассивная Сибирская платформа с типичным платформенным геодинамическим режимом выступает как относительно стабильная платформенная геодинамическая зона, создающая достойный упор энергетическому воздействию Индостанской плиты и, тем самым, обеспечивающая наиболее важную геодинамическую миссию в формировании и ограничении территории локализации сильных землетрясений в последнее столетие. Без участия крупного блока литосферы – Сибирской платформы на севере и восточной субмеридиональной пограничной зоны – не было бы и значительной по эффекту сжатия континентальной коллизии в проявленном виде в западной части территории Центральной Азии.

Таким образом, геодинамически активный регион Центральной Азии, в котором локализуются сильные землетрясения ($M \geq 8$) последнего столетия, охватывает территории с разломно-блоковой структурой литосферы Тибета, Памира и Тянь-Шаня и располагается в окружении резко разнородных по геодинамическим критериям и относительной современной активности геодинамических зон. Редкое стечение удачно и близко расположенных разнородных по современной активности геодинамических зон способствует формированию в центральной из них комплекса геодинамических условий для генерации сильных землетрясений.

Работа поддержана РФФИ (Российско-Китайские совместные исследования, грант 15-55-53023).

Литература

1. Буртман В.С. Процессы тектонического течения в Альпийском поясе // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1990. № 6. С. 30–39.
2. Буртман В.С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. 2012. № 3. С. 18–46.
3. Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 184 с.
4. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.

5. *Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др.* Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. С. 57-80.

6. *Милановский Е.Е.* Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. Москва: Изд-во «Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР», 1991. 148 с.

7. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.

8. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.

9. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии: Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.

10. *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.

11. *Чувашова И.С., Рассказов С.В.* Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

12. *Шерман С.И., Ма Дзинь, Демьянович В.М., Яншунг Г.* Новые данные о тектонофизических закономерностях эпицентральных и гипоцентральных полей землетрясений рифтовых систем Центральной Азии // ДАН. 2014. Т. 456. № 6. С. 723-727.

13. *Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A.* Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bull Volcanol. 2011. Vol. 73. P. 1279–1294. DOI 10.1007/s00445-011-0485-9

14. *Koulakov I.Y.* High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travel time data // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. B04301. P. 1–22. doi:10.1029/2010JB007938

15. Lithospheric dynamics atlas of China. China Cartographic Publishing House, 1989. 225 p.

16. *Ma Xingyan, Wu Daning.* Cenozoic extensional tectonics in China // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. N 1–3. P. 243–255.

17. *Sherman S.I., Zlogodukhova O.G.* Seismic Belts and Zones of the Earth: Formalization of Notions, Positions in the Lithosphere, and Structural Control // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. Vol. 2. № 1. P. 1–34.

18. *Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet Inter. 2003. Vol. 138. P. 263–278.

Модель геологического строения Московского осадочного бассейна

Анализ фактических данных: геолого-геофизических исследований, результатов бурения – позволил обосновать совершенно новую гипотезу процесса осадконакопления региона, охватывающего как Московскую и Мезенскую синеклизы, так и сопредельные территории Волго-Уральской антеклизы, объединяемые в единый Московский осадочный бассейн [1].

В разрезе осадочной толщи можно выделить два тектонических этапа. Нижний представлен трудно коррелируемыми, вследствие периодически происходивших дизъюнктивных нарушений, отложениями протерозоя и нижнего палеозоя (додевонский) и верхний - полого залегающими отложениями более молодого возраста.

Складчатый кристаллический фундамент территории сложен гранито-гнейсами архейского возраста. В постархейское время поверхность архейского фундамента была денудирована, о чем свидетельствует кора выветривания гранито-гнейсов. На сглаженной в результате денудации поверхности фундамента залегают песчаники верхнего рифея; средне- и нижнерифейские отложения отсутствуют. По-видимому, в ранне- и среднерифейское время эта территория была возвышенной и накопление осадков в ее пределах не происходило. Исключительно кварцевый состав и характер распределения верхнерифейских песчаников свидетельствует об отсутствии приуроченности рифейских отложений к узким глубоким впадинам фундамента. Толщина осадочного чехла меняется от 900 до 3000 м. Только в Рязанской, Рослятинской и Павлово-Посадской «аномальных» скважинах бурением была установлена толщина осадочного комплекса около 5000 м. В Мезенской синеклизе погружение архейского кристаллического фундамента на глубины 5000 м и более связано с обдукцией Печорской плиты на восточный край Восточно-Европейской плиты. Протерозойские отложения представлены песчаниками рифея и отложениями венда: песчаниками волынской свиты, аргиллитами редкинской и алевролитами поворовской и котлинской свит. Все эти стратотипы характеризуются выдержанностью состава, промыслово-геофизической характеристикой и толщиной на всей территории. Что касается рифейских отложений, то изучение керн и про-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

мыслово-геофизических материалов позволило заключить, что собственно рифеем является монотонная толща песчаников бурых, кварцевых мелко- и среднезернистых, характеризующаяся высокими значениями кажущегося электрического сопротивления и нейтронной гамма-активности при минимальных значениях естественной гамма-активности. Толщина песчаной толщи колеблется от 200 до 300 м (аномальное увеличение мощности песчаников в отдельных скважинах является следствием удвоения разреза в результате взброса). Эта толща, лишенная фаунистических остатков, относится к верхнему рифею.

Поверхность архейского фундамента сформировалась не в постархейское время, а формирование этой поверхности происходило на протяжении всей геологической истории. Особенно контрастно в пределах синеклизы изменения проявлялись в протерозое и в раннем палеозое.

Появление в разрезе кварц-полевошпатовых разностей песчаника волинской свиты свидетельствует о смене позднерифейского времени нижневендским. Кварц-полевошпатовый песчаник с включениями глауконита может служить репером при корреляции «немых» толщ. Региональным репером служит также пачка черных битуминозных аргиллитов редкинской свиты, перекрывающих песчаники волинской свиты. Темно-серые аргиллиты сменяются пестроцветной толщей, представленной доломитами, кремнями, алевролитами, песчаниками поворовской свиты.

Для отложений венда характерно повсеместное присутствие глауконита.

Отложения нижнего палеозоя в пределах Московской синеклизы представлены нижним и верхним отделами кембрия и нижним, средним и верхним отделами ордовика. Ордовикский ярус представлен алевролитами светло-серыми, известняками глинистыми и аргиллитами пестроцветными. Эти отложения присутствуют на западе и в центральных районах синеклизы, где толщина их достигает 500 м, на востоке и северо-востоке они отсутствуют. В карбонатных разностях ордовика в центральной части синеклизы детальной сейсморазведкой и по каротажным диаграммам были выявлены массивные пористые тела, по форме напоминающие рифы.

К востоку и юго-востоку от скважин Дьяконовская, Гаврилов Ям, Щелковская в разрезах скважин Солигаличская, Рослятинская, Нейская, Непейцинская, Касимовская наблюдается выпадение из разреза почти 500-метровой толщи нижнепалеозойских отложений. Этот факт позволяет сделать вывод о существовании глубинного разлома. По этому глубинному разлому или, скорее всего системе глубинных разломов, ориентированных с юго-запада на северо-восток, в силурийское–ранне-

девонское время (каледонская фаза тектогенеза) произошло смещение блоков пород, в результате, которого восточный блок оказался поднятым. Амплитуда смещения составила около 500 м. В раннедевонское время поднятая часть додевонских отложений была размыта. В результате чего в разрезах скважин, пробуренных на востоке синеклизы, нижнепалеозойские отложения отсутствуют.

В средней части осадочной толщи на большей части территории наблюдаются трапповые покровы, излившиеся в среднедевонское время на выровненную поверхность либо нижнепалеозойских отложений в центральных и северо-западных частях, либо непосредственно на вендские отложения в восточной и юго-восточной частях. Конечно, не надо представлять трапповые покровы в виде крышки на кастрюле – подтрапповое пространство наверняка имеет сложное строение (необходимы, например, каналы питавшие трапповые излияния, возможны комбинации более молодых траппов и древних гранитных массивов и т.д.).

Выше полого залегают отложения более молодого постдевонского возраста – второго тектонического этажа.

Литература

1. *Шиловский А.П., Шиловская Т.И.* Незабываемые запасы углеводородов: Недр Московско-Мезенского осадочного бассейна. Palmarium Academic Publishing, 2012. 92 с.

Э.В. Шпилов¹

Геодинамика пространственно-временного взаимодействия Баренцево-Амеразийского суперплюма с литосферой

Юрско-меловой базальтоидный магматизм и тектоно-геодинамические обстановки, сопровождавшие инициальный этап раскрытия океана в Арктике (Канадский бассейн), как показывают исследования, обусловлены деструктивным воздействием Баренцево-Амеразийского суперплюма [10] на литосферу Арктиды.

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

В палеотектоническом плане проявления юрско-раннемелового магматизма были сосредоточены, главным образом, за контуром общего ареала оккупированного Сибирским суперплюмом [1] и, вместе с тем, демонстрировали определенное тяготение к поясам каледонид–элсмирид. Продольное и согласованное положение глубочайших палеозойских бассейнов континентальных окраин (Восточно-Баренцевского, Свердрупского и Северо-Чукотского), совпадающее с простираем известных **фрагментов каледонид–элсмирид**, позволяет говорить об унаследованной позиции магматизма Баренцево-Амеразийского плюма и вызванной им первоначальной зоны раскола, приведшей к становлению Канадского бассейна.

В общей сложности в магматической деятельности Баренцево-Амеразийского суперплюма прослеживается 6 разномасштабных пиков активизации (рис.) подразделенных на две стадии. Их выделение производилось с упором на данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ радиологического датирования, в том числе и полученные нами [9]. График кривой на рисунке показывает, что пиковые нагрузки проявлений базальтоидного магматизма приходятся на следующие усредненные уровни значений возрастов: в I стадии ~190, ~157, ~133 млн лет, во II стадии ~110, ~95 и ~82 млн лет. Из этого ряда показателей следует, что межпиковые интервалы – 33, 24, 23, 15, 13 млн лет – со временем снижаются, а во второй стадии действия плюма практически в 2 раза и, соответственно, частота активизации магматизма возрастает. Это дает основание говорить о пульсационном и полициклическом характере проявлений магматизма Баренцево-Амеразийского суперплюма. Хотя не исключается и вероятность того, что вместе с тем это фрагменты разнопорядковой цикличности, либо здесь имеют место осцилляции осложняющие циклы Бертрана или Штилле [6, 7].

I стадия. Начальные фазы внедрения базальтоидов в континентальную литосферу отмечаются в юре в пределах сводово-блокового поднятия Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) – 196-189 и 156-153 млн лет (см. рис.) и в Восточно-Баренцевской троговой системе – 159 млн лет [3, 8] преимущественно в виде силлов и редко покровов. При этом раннеюрский магматизм представлен низкокалиевыми толеитами, а позднеюрский, кроме того, включает и более глубинные субщелочные базальты. В целом же, позднеюрская фаза магматизма и деструкции литосферы в Арктике, обозначившая зону раскола в полосе сочленения Арктиды и Северо-Американской плиты, способствовала ослаблению и разрыву литосферы и являлась подготовительным и переходным этапом к последующему, основному, тектоно-геодинамическому событию – раскрытию Канадского бассейна.

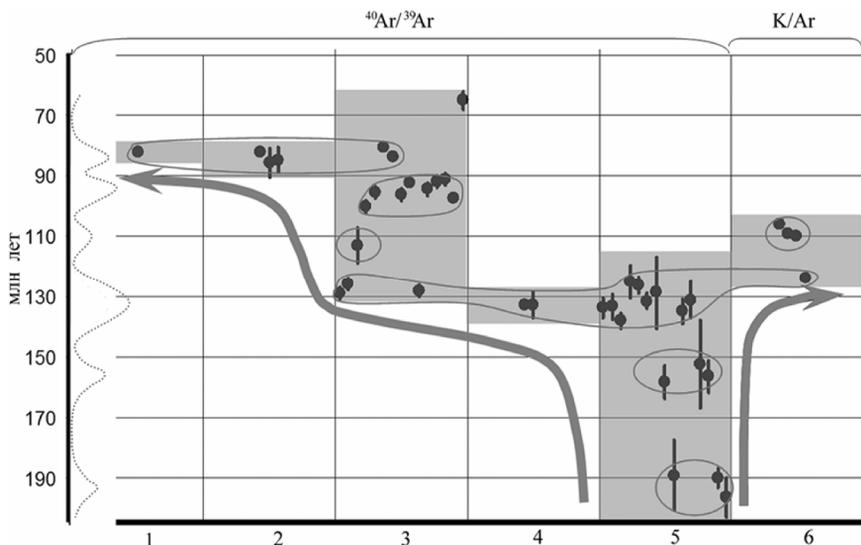


Рис. 2D-модель развития Баренцево-Амеразийского суперплюма по данным радиологического датирования базальтоидных образований (точки и точки с линиями) магматических областей и районов. Ось ординат – возраст (млн лет), ось абсцисс – области и районы проявления магматизма. Стрелки – направления омоложения возраста магматизма относительно ЗФИ. 1 – хр. Альфа, 2 – Северная Гренландия, 3 – Свердрупский бассейн (Канадский Арктический архипелаг), 4 – архипелаг Шпицберген, 5 – архипелаг Земля Франца-Иосифа, 6 – о. Беннетта (о-ва Де-Лонга, Новосибирский архипелаг)

Раннемеловая фаза – 140-125 млн лет – характеризуется максимально активной магматической деятельностью плюма и мощными импульсами растяжения. Они охватили не только Баренцевоморскую окраину, но и расположенные **симметрично**, относительно осевой зоны растяжения и спрединга, области Канадского Арктического архипелага и Восточно-Сибирской окраины Евразии (арх. Де-Лонга), а также некоторые районы будущего хребта Менделеева [12]. В это время на ЗФИ были сформированы наиболее заметные разрезы субщелочных базальтов, произошло массовое внедрение комагматичных им силлов и даек [2]. Следует подчеркнуть, что несогласие на сейсмических разрезах с возрастом около 130-136 млн лет в Канадском бассейне, обусловленное основной фазой растяжения литосферы, достаточно определенно сопоставляется с общим интервалом возрастов группы параллельных базаль-

товых даек о. Хейса (арх. ЗФИ). Это дает основания считать, что при аккреции океанической литосферы Канадского бассейна имело место возникновение трансрегиональной полосы растяжения маркируемой дайками и протянувшейся от ЗФИ до о-ва Королевы Элизабет Канадского Арктического архипелага. В геодинамическом отношении она может интерпретироваться как фрагмент или след «неудавшегося» (не получившего развитие) спредингового центра, возникшего в результате либо кратковременного перескока оси спрединга, либо как его звено в поле рассеянного спрединга на данном этапе эволюции Канадского бассейна.

II стадия магматической деятельности Баренцево-Амеразийского суперплюма началась после некоторой паузы, на которую приходится заключительные эпизоды столкновения Новосибирско-Чукотского блока (микроплиты) с Евразией, закрытие Южно-Анхойского океана (~120 млн лет), как следствие – затухание спрединга в Канадской котловине, переориентировка поля напряжений в литосфере на 90° с возникновением условий растяжения и рифтинга в области будущего бассейна Макарова-Подводников в преддверии отрыва хр. Альфа-Менделеева от Баренцево-Карской континентальной окраины. Симметричный магматизм на континентальных окраинах (Свердрупский бассейн – с одной стороны, и о. Беннетта и Чукотский бордерленд, – с другой) возобновился во временном диапазоне ~115-105 млн лет. Вероятно, можно говорить, что этот эпизод магматизма в деятельности плюма был далеко не самым интенсивным, но, тем не менее, он положил начало формированию Центрально-Арктической (или Альфа-Менделеева) магматической провинции. Последняя, по представлениям автора, возникла после образования Канадского бассейна и, по существу, на месте разорванного в результате дивергенции плит юрско-раннемелового ареала магматизма, захватывая и хребет Альфа-Менделеева. Таким образом, эта магматическая провинция оказалась окруженной с трех сторон, некогда объединенными в единый ареал, областями более древних магматических проявлений, сосредоточенных в пределах континентальных окраин Баренцева и Восточно-Сибирского морей и Канадского Арктического архипелага. **На макроуровне** плюмовый магматизм средне- и более молодых меловых фаз в целом провинции Альфа-Менделеева может быть квалифицирован как **телескопический** по отношению к более древнему мезозойскому ареалу I стадии, по примеру «дайка в дайке». Судя по результатам драгирования и подводного бурения [4, 5, 12 и др.], а также специфической структуре аномального магнитного поля, площадь распространения средне-позднемелового магматизма с возрастным интервалом от 115-112 до 82-76 млн лет охватывает не только хребет Альфа-Менделеева, но и прилегающие сегменты котловины Ма-

карова-Подводников, север Канадской котловины и северные отроги Чукотского бордерленда. В этой связи представляется, что некоторые тектоно-геодинамические элементы глубоководной области (трансформные зоны, отрезки осевых зон спрединга) могли быть замаскированы ареалами магматизма II-ой стадии развития суперплюма.

На поднятии Альфа по результатам проведенных исследований драгированы высокотитанистые щелочные и субщелочные базальты. На северных отрогах хр. Нортвинд и близлежащих подводных горах установлены щелочные и умереннощелочные базальты. При этом по геохимическим характеристикам на северном отроге хр. Нортвинд они соответствуют субазральным и близким к ним континентальным платобазальтам. На подводной горе это толеитовые пиллоу-лавы.

На поднятии Менделеева пробуренные скважинами в подножье коренные вулканогенные образования представлены разностями умеренной и низкой щелочности и по изотопно-геохимическим показателям относятся к вулканитам островов и поднятий дна океанов. Габбро-долериты, драгированные со склонов этого поднятия, представлены породами низкой щелочности и по составам также отвечают образованиям континентального генезиса.

Примечательно, что ни одного образца схожего по составу с MORB в ходе проведенных работ поднято не было. Результаты изотопно-геохимических исследований продемонстрировали [4], что магматические образования среднего и основного состава на поднятии Менделеева являются продуктами, которые генерированы, в противоположность MORB, из обогащенной мантии. Вместе с тем, сопоставление Sm–Nd изотопных характеристик базальтоидов поднятия Менделеева, архипелагов Де-Лонга и Земли Франца-Иосифа показало хорошую сходимость, что дает основание для вывода о схожем генезисе мантийных расплавов и их едином глубинном плюмовом источнике, сформировавшим в целом юрско-меловую магматическую провинцию Арктики.

Плюмовый магматизм отмеченного возраста спорадически и небольшими пятнами проявлялся и в близлежащих районах континентальных окраин. Вполне возможно, что магматизм северной оконечности Гренландии является продолжением или фрагментом Центрально-Арктической провинции. В общей сложности длительность второй трехфазной стадии действия суперплюма, создавшего Центрально-Арктическую провинцию, оценивается в 35-40 млн лет, тогда как первая стадия продолжалась практически в два раза дольше.

Результаты исследований позволяют говорить об уникальности рассматриваемого юрско-мелового плюма, резко отличающей его по времени действия и многофазности от Сибирского суперплюма. Растекаясь

под литосферой, он формировал сначала Баренцевоморскую магматическую провинцию, затем спрединговый центр в Канадском бассейне, а самые молодые и затухающими генерациями магматизма были охвачены периферийные части бассейна – его континентальные окраины.

Вместе с тем, на начальных фазах раскрытия Канадского бассейна, учитывая положение зон палеосубдукции в Беринговоморском регионе [11], его можно рассматривать, с определенным допущением, как задуговой бассейн.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 216-219.

2. Карякин Ю.В., Сляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 293-301.

3. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. 1991. Т. 320, № 5. С. 1203-1206.

4. Кременецкий А.А., Костицин Ю.А., Морозов А.Ф., Рекант П.В. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2015. № 6. С. 487-501.

5. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Каиубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология. 2013. № 53. С. 34-55.

6. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.

7. Шипилов Э.В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 3. С. 97-104.

8. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32-54.

9. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста // ДАН. 2011. Т. 439, № 3. С. 376-382.

10. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426, № 3. С. 369-372.

11. *Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J.* Petrology and geochronology of crustal xenoliths from the Bering Strait Region: linking deep and shallow crustal processes in extending continental crust / Miller R.B., Snoko A.W. (eds.). Crustal Cross-sections from the Western North America Cordillera and elsewhere: implications for tectonic and petrologic processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 456. 2009. P. 39-68.

12. *Mukasa S.B., Mayer L.A., Aviado K. et al.* Alpha/Mendeleviev Ridge and Chukchi Borderland $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and Geochemistry: character of the first submarine intraplate lavas recovered from the Arctic Ocean // Geophys. Res. Abstracts. EGU General Assembly. 2015. Vol. 17. EGU2015-8291-2. 2015.

Э.В. Шпилов¹, С.И. Шкарубо²

Тектоника Южно-Карского осадочного бассейна и поясов его складчатого обрамления

Южно-Карский осадочный бассейн входит в состав Западно-Сибирской плиты и является ее крайним северным сегментом. Периферийными ограничениями бассейна на западе и востоке служат орогенные пояса Урала, Пай-Хоя – Новой Земли и Таймыра, а с севера – Северо-Сибирский порог (рис. 1). В составе домезозойского основания присутствуют **палеозойские складчатые комплексы**, заключенные между массивами метаморфических образований более древней консолидации. Рифтовая система Западной Сибири транслируется в южную часть шельфа Карского моря, где замыкается в Южно-Карском бассейне [1-11 и др.]. Как современная геоструктура бассейн выделяется в контуре распространения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (рис. 2).

По уровню залегания, морфоструктурным особенностям рельефа домезозойского основания и геофизическим характеристикам земной коры в бассейне выделяются две главные структурные области: внешняя и внутренняя. Первая образует пояс тектонических ступеней, сопряженных со складчатыми системами обрамления и частично сохраняющих с ними структурные взаимосвязи. Блоки внешней тектонической области по геофизическим свойствам и общей мощности земной

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

² ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, Россия

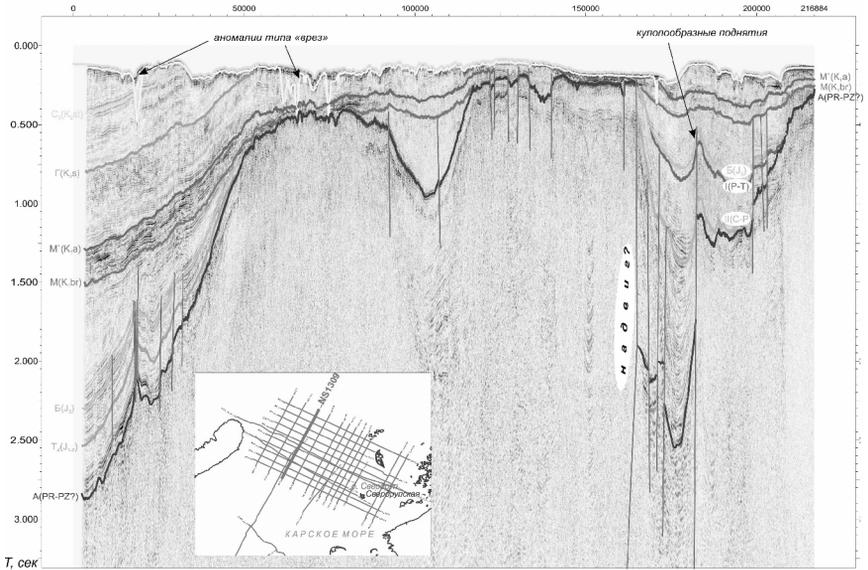


Рис. 1. Сейсмический разрез Северо-Карского порога (МАГЭ)

коры скорее всего являются древними массивами (микроконтинентами или фрагментами пассивных окраин кратонов) с дислоцированными палеозойскими чехлами. В совокупности эти элементы можно рассматривать как коллаж блоков, спаянных герцинским и раннекиммерийским тектогенезом. Внутренняя область охватывает центральную депрессионную часть бассейна (синеклизы) с перекрестной системой пермско-триасовых рифтов в основании. Эти блоки по параметрам земной коры резко обособляются от ступеней внешнего тектонического пояса. Переход к внутренней области выражен сбросами со значительной амплитудой. Эта область с резко дифференцированной структурой поверхности домезозойского фундамента рассматривается нами как рифтогенная впадина, образованная в результате растяжения континентальной коры.

Складчатый домезозойский фундамент, выступающий на поверхность на Пай-Хое, постепенно погружается в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Западно-Карской ступени до 4 и 7 км соответственно.

Дислоцированные комплексы домезозойского основания моноклиналей, судя по геологическому строению прилегающего восточного побережья архипелага, могут включать образования от нижнего до сред-

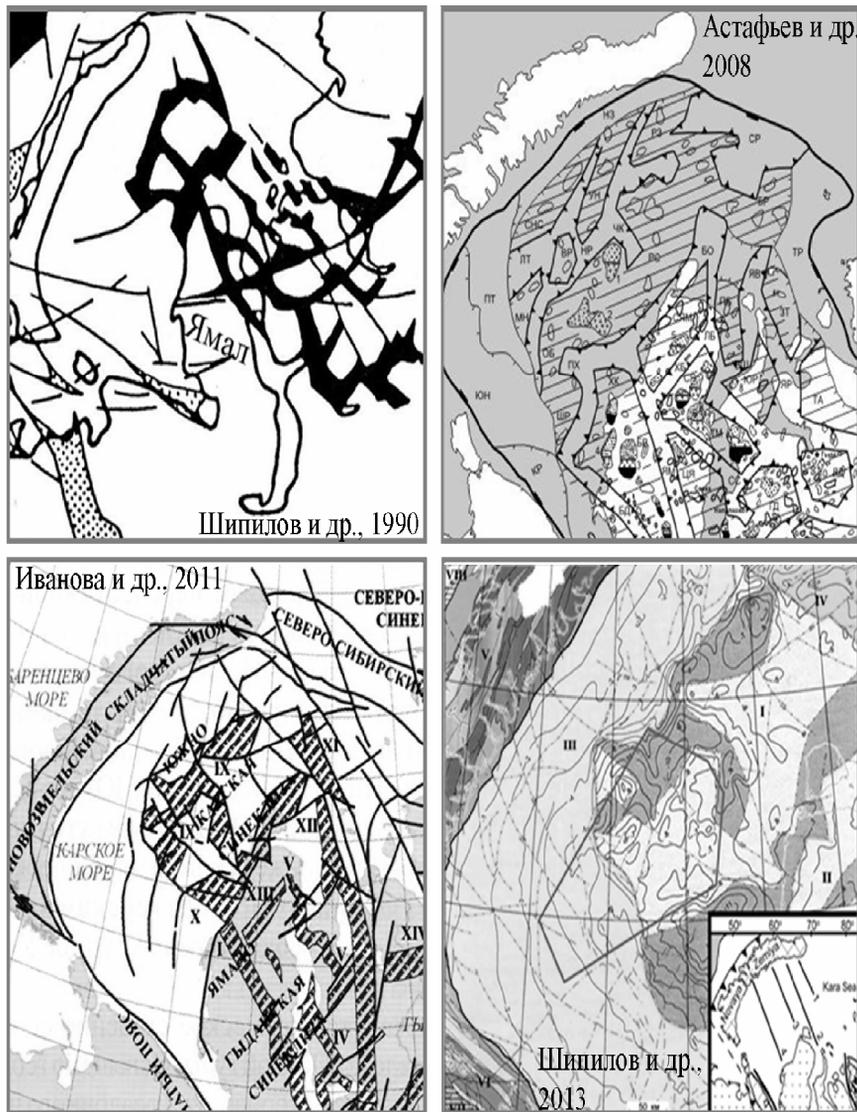


Рис. 2. Схема тектонической позиции рифтовых структур. На врезке – положение разрезов (рис. 3)

ного палеозоя. Следует заметить, что каменноугольно-пермские отложения не создают сплошного покрова, а локализуются в пологих синк-

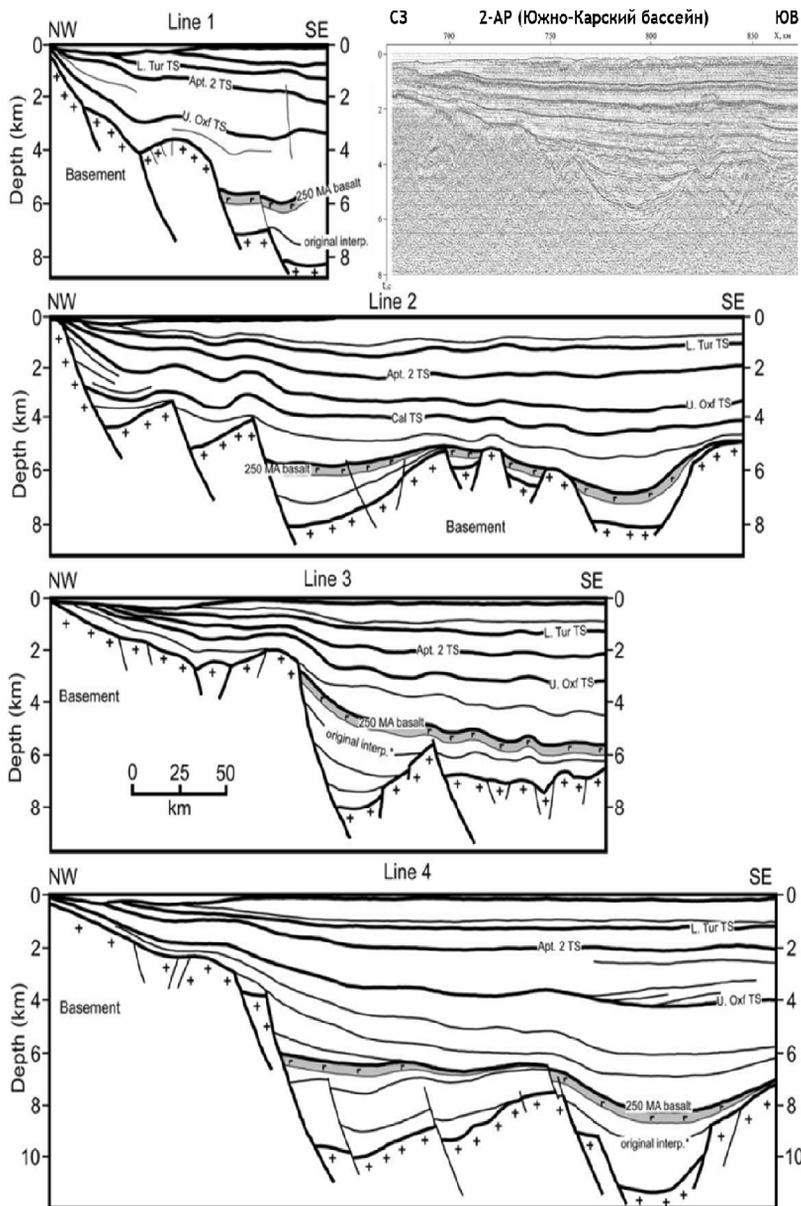


Рис. 3. Интерпретация сейсмических разрезов, иллюстрирующих строение осадочного чехла и домезозойского основания [6], с дополнениями по [11].
Положение на врезке рис. 1

линалях между гребневидными складками, ядра которых сложены породами ордовика–девона.

Структуру внутренней области Южно-Карского бассейна (синеклизы) формирует система сопряженных грабенообразных прогибов и поднятий. Пухучанская впадина и Белоостровский прогиб образуют восточную систему прогибов Южно-Карского бассейна. Западная (Ноябрьская) и восточная (Пухучанско-Белоостровская) зоны прогибов разделены обширной областью межрифтовых поднятий, которая получила название Русановско-Скураатовской [6].

Пермско-триасовый комплекс, как показывают геолого-геофизические данные, развит преимущественно во впадинах внутренней области Южно-Карской синеклизы (рис. 3). В кровле комплекс ограничен отражающим горизонтом Ia. Этот региональный опорный горизонт прослеживается в кровле тампейской серии среднего–верхнего триаса на его границе с лейасом. Внутри комплекса прослеживаются горизонты Ib и Iv. По сопоставлению с данными бурения СГ-6 и 7 региональному отражающему горизонту Ib соответствует кровля вулканогенных образований нижнего триаса, отделяющего его от среднего триаса. Пермско-нижнетриасовые синрифтовые отложения заполняют грабенообразные прогибы в рельефе складчатого основания. Их кровля – горизонт Ib – представляет поверхность регионального перерыва со значительной величиной денудационного среза, возможно свидетельствующих о начале тектогенеза в Пайхойско-Новоземельском поясе. В нижней части этих отложений в прогибах (Ноябрьском, Благополучия) отмечаются интенсивные оси синфазности. Интервальные скорости в этой части разреза повышены (4.7-4.9 км/с), что позволяет связать эти отражения с магматическими образованиями основного состава. Локализация пермско-нижнетриасовых отложений в замкнутых бассейнах в совокупности с характерными особенностями сейсмической записи свидетельствует о преобладании континентальных обстановок их формирования.

В Пухучанской впадине, судя по данным бурения СГ-6 и 7, синрифтовый комплекс также представлен в нижней части (ниже горизонта Ib) вулканогенно-осадочными преимущественно континентальными образованиями, аналогами туринской серии. В верхней части комплекс сложен лагунными, озерными, аллювиальными, дельтовыми, прибрежно-морскими терригенными глинисто-алеврито-песчаными формациями – аналогами тампейской серии, характеризующими стадию заполнения рифтовых впадин. Его мощность превышает 4 км. Заметим, что средне-верхнетриасовые толщи распространены шире по площади и, в связи с этим, их можно рассматривать как переходный от рифтового к плитному комплекс. Что касается юрских отложений, то они в депрессионной

части синеклизы залегают на верхнетриасовых конформно, без видимого углового несогласия. Этот факт свидетельствует о том, что внутренняя область Южно-Карской синеклизы практически не была затронута раннекиммерийскими дислокациями.

Таким образом, особенности структуры рельефа поверхности фундамента и осадочного чехла, характера геофизических полей и глубинного строения региона свидетельствуют о формировании тектонических элементов внутренней области Южно-Карского бассейна в результате позднепермско-триасового этапа растяжения и деструкции уже сложившегося к этому времени аккреционного комплекса континентальной коры Западно-Сибирской плиты. Консолидированный герцинским тектогенезом мегаблок домезозойского основания рассматриваемого бассейна, по-видимому, объединил как массивы внутренней области, так и блоки внешнего пояса, спаяв фрагменты жестких древних блоков и замкнувшихся палеозойских бассейнов. Ослабленные шовные зоны между блоками внешних тектонических ступеней и внутренней области определили заложение структур позднепермско-раннетриасовой рифтовой системы, лежащей в основании Южно-Карского бассейна.

Литература

1. *Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Радчикова А.М.* Грабен-рифтовая система и размещение зон нефтегазонакопления на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2008. № 4.
2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шитлов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511-515.
3. *Иванова Н.И., Беляев И.В., Дружинина Е.А. и др.* Геофизические исследования на мелководье Обской и Тазовской губ // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 30-34.
4. *Каленич А.П., Морозов А.Ф., Орго В.В. и др.* Магматизм и тектоника Вайгач-Новоземельского орогена // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 20-25.
5. *Шитлов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 605-608.
6. *Шитлов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
7. *Шитлов Э.В., Шкарубо С.И.* Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Т. I. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных

бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 266 с.

8. *Шутилов Э.В., Шкарубо С.И.* Новые данные о структуре комплексов основания Южно-Карского бассейна // ДАН. 2011. Т. 438, № 1. С. 95-100.

9. *Шутилов Э.В., Шкарубо С.И.* Строение рифтовой системы Южно-Карского бассейна // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума, посвященного памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. Т. 2. С. 192-196.

10. *Шутилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П.* Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 13-19.

11. *Vyssotski A.V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A.* Evolution of the West Siberian Basin // Marine and Petroleum Geology. 2006. Vol. 23. P. 93–126.

А.А. Щипанский¹, М.Ю. Сидоров², Г.В. Писарев³

Глубинная субдукция в раннем докембрии: УНР алмаз-содержащие эклогитовые породы северо-западной части Беломорского подвижного пояса Балтийского щита

Одна из ключевых проблем наук о Земле заключается в вопросе о времени начала плейт-тектонических процессов, определяющим элементом которых является глубинная субдукция океанической коры. Существуют многочисленные геологические и изотопно-геохимические свидетельства, которые демонстрируют преемственность развития Земли в раннем докембрии и фанерозое [1]. Однако отсутствие ультра-высокобарических (УНР) комплексов древнее 650 млн лет продолжает оставаться причиной различного рода гипотез о специфической ранне-докембрийской геодинамике, связанной с более высоким тепловым режимом того времени [2].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ), Апатиты, Россия

³ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Россия

Настоящее сообщение посвящено первой в Мире находке алмаз-содержащих эклогитовых пород в раннем докембрии, обнаруженных нами в северо-западной части Беломорского подвижного пояса Балтийского щита. Хотя первые сведения об эклогитах Беломорского пояса относятся к работам П. Эскола [3] и Н.Г. Судовикова [4], особое внимание к ним появилось после работы О.И. Володичева с соавторами [5], где был показан архейский, 2.72 млрд лет, изотопный возраст эклогитов о. Столбиха, западное побережье Кандалакшского залива Белого моря. Позже были обнаружены многочисленные эклогитовые тела в северо-западной части Беломорского пояса, и, в частности, на карьере Куру-Ваара [6]. Специальными геолого-структурными и изотопно-геохимическими исследованиями было показано, что эклогиты имеют позднеархейский, а не палеопротерозойский возраст [7, 8]. Во всех известных случаях эклогитовые тела залегают в виде блоков размером от первых метров (Столбиха, Куру-Ваара) до первых километров (Узкая Салма), субконформно заключенных в матрицу ТТГ гнейсов беломорского комплекса позднеархейского возраста, которая прорывается палеопротерозойскими дайками друзитов (гранатовых габбро-норитов) и керамических пегматитов.

Петрологические исследования эклогитов Беломорского пояса показывали высокобарические ($> 12-15$ кбар) условия пикового метаморфизма, хотя отмечались и непрямые свидетельства их возможного УНР метаморфизма [9, 10]. Несмотря на это обстоятельство, прямые доказательства глубокого погружения эклогитов до мантийных глубин не существовали, что стимулировало поиск индекс-минералов УНР метаморфизма в беломорском комплексе.

Алмаз-содержащие эклогитовые породы были обнаружены нами, примерно, в 12 км к юго-западу от карьера Куру-Ваара в районе южного берега Кох-озера. Здесь фрагментарно обнажаются несколько блоков сильно амфиболитизированных эклогитов, погруженных в матрикс серых гнейсов. В первом приближении геологическая ситуация здесь оказывается весьма схожей с тем, что наблюдается на карьере Куру-Ваара. Однако один блок эклогитовых пород, размером около 10×30 м привлек особое внимание, благодаря двум обстоятельствам. Во-первых, порода, слагающая этот блок, отличается крупнозерностью с гранатом до 2-3 см в поперечнике. Во-вторых, несмотря на амфиболитизацию, визуально местами была заметна хорошая сохранность клинопироксена.

Исследование под микроскопом показало, что первичная пиковая метаморфическая ассоциация была би-минеральной и состояла из граната и клинопироксена (+ рутил). Амфибол всегда вторичный, с ним ассоциирует редкий плагиоклаз.

Микронзондовые определения химического состава парагенезисов обнаружили, что клинопироксен относится к диопсиду с максимальным содержанием жадеитового минала в первые %, и, таким образом, эта порода не может, в строгом смысле этого определения, быть отнесена к собственно эклогиту. Состав граната показывает проградную зональность: в центре – $Alm_{48-50}Grs_{27-29}Py_{21-22}$, в крае – $Alm_{45-46}Grs_{26-29}Py_{25-27}$. Диопсид характеризуется структурами распада с необычайно высоким содержанием параллельно ориентированных игольчатых выделений кварца, что традиционно интерпретируется как результат ретроградной трансформации клинопироксена с изначально высоким содержанием в нем СаЕs компонента. Местами объем кварцевых включений достигает не менее 10-15%, что должно соответствовать 20-25% мольной доли СаЕs компонента в изначальном клинопироксене. Подобные структуры распада описаны во всех областях ультра-высокобарического метаморфизма, хотя некоторыми авторами они не рассматриваются в качестве достаточного критерия для такого рода вывода.

Тем не менее, именно в клинопироксене из образца эклогитовых пород Кох-озера нами был обнаружен алмаз, общепринято рассматриваемый в качестве индикатора УНР метаморфизма. Для диагностики алмаза использовался метод рамановской спектроскопии, для чего были специально изготовлены прозрачно-полированные шлифы без применения углерод-содержащих полировочных паст.

Удивительно, но только в одном шлифе было диагностировано 10 кристаллов алмаза размером от 3 до 50 мкм. Существуют несколько линий доказательств того, что данный алмаз является природным, а не техногенным. Во-первых, все диагностированные алмазы были не вскрыты при полировке. Во-вторых, во многих случаях наряду с характеристическими волновыми числами алмаза отчетливо обнаруживаются пики, характеризующие графит. В-третьих, в нескольких зернах наряду с алмазом присутствуют волновые числа, характеризующие присутствие муассанита. В-четвертых, алмаз был обнаружен только в клинопироксене, а его присутствие в гранате или во вторичном амфиболе не обнаружено.

Таким образом, совокупность приведенных данных позволяет говорить о том, что эклогитовые породы Кох-озера формировались в поле стабильности алмаза и являются первой Мире находкой УНР пород в раннем докембрии, что, примерно, на 2 млрд лет древнее известных до сих пор проявлений ультра-высокобарического метаморфизма.

Поскольку такого рода метаморфизм общепризнано связан только с субдукционной геодинамикой, то дальнейшие исследования этого явления позволят получить новые уникальные данные о древнейших суб-

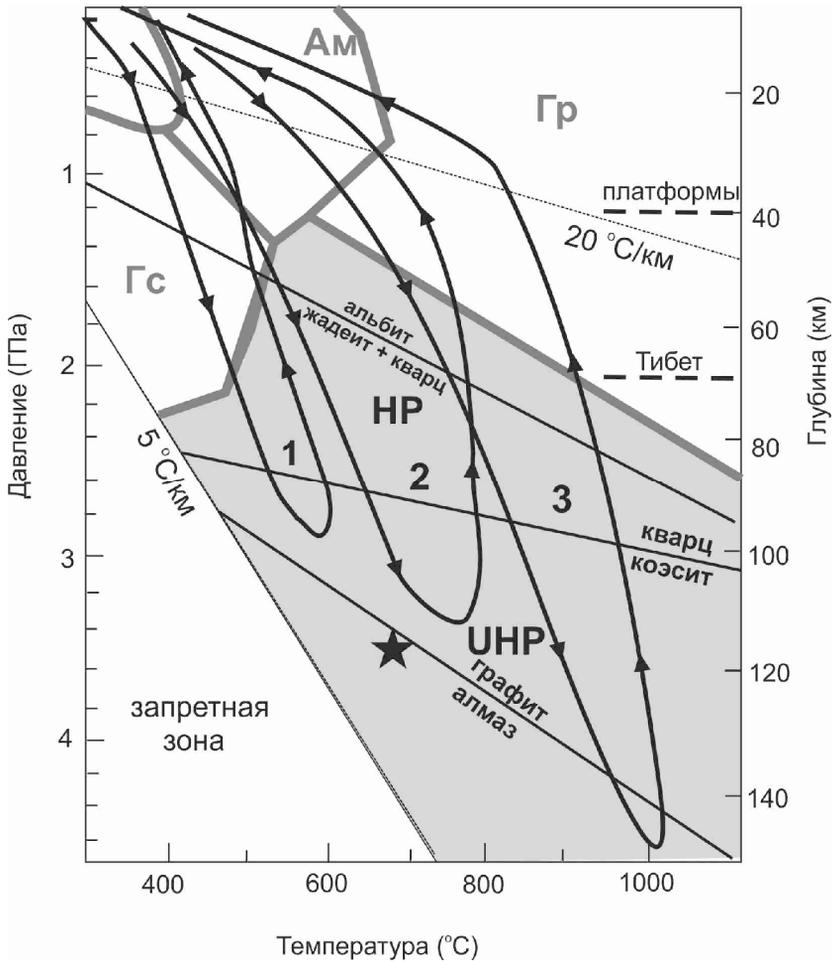


Рис. 1. Положение пиковых параметров метаморфизма эцлогитовых пород Кох-озера (звездочка) на P - T -диаграмме ультра-высокобарического метаморфизма, по [11]. Эцлогитовая фация выделена серым полем: НР – высокобарическая, УНР – ультра-высокобарическая. Другие фации метаморфизма: Гс – голубосланцевая, Ам – амфиболитовая, Гр – гранулитовая. Стрелками показаны генерализованные P - T -тренды для холодной (1), теплой (2) и горячей (3) субдукции. Для сравнения отмечены средняя мощность коры платформ и мощность орогенической коры Тибета

дукционных процессах, представления о которых в настоящее время базируется преимущественно на основе численного моделирования и экспериментальных данных. Однако даже имеющиеся сейчас ограниченные данные по Grt-Cpx эколгитовым породам Кох-озера показывают неожиданные результаты для понимания геодинамических режимов ранней Земли. Моделирование фазовых равновесий наблюдаемой минеральной UHP ассоциации с использованием программы *Perple_X* и нескольких Grt-Cpx геотермометров показывает, что пиковые условия метаморфизма лучшим образом аппроксимируются областью давлений около 3.4 ГПа и температур около 700 °С. Такие значения соответствуют условиям пограничной области между холодной и теплой фанерозойской субдукции с температурными градиентами 6–8 °С/км, а не 15–20 °С/км, что априори предполагалось во множестве моделей раннедокембрийской геодинамики (рис. 1).

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 12-05-01080, 16-05-00479.

Литература

1. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М.: Научный мир, 2008. 184 с.
2. Hacker B.R., Gerya T.V. Paradigms, new and old, for ultra-high pressure tectonism // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 603. P. 79-88.
3. Escola P. On the eclogites of Norway. *Videnskapsselskapet, Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse*. 1921. N 8. Kristiania. 118 p.
4. Судовиков Н.Г. Материалы по геологии Ю.-З. части Кольского полуострова // *Тр. Ленингр. Геолог. Треста*. 1936. Вып. 10. 38 с.
5. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н. Архейские эколгиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
6. Щипанский А.А., Ходоровская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эколгиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 1. С. 3-29.
7. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A. et al. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications // *Inter. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. P. 1543-1565.
8. Щипанский А.А., Слабунов А.И. Природа «свекофенских» цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // *Геохимия*. 2015. № 10. С. 888-912.

9. *Моргунова А.А., Перчук А.Л.* Ульравысокобарный метаморфизм в архейско-протерозойском подвижном поясе (Гридинский комплекс, Карелия, Россия) // ДАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 358-362.

10. *Pisarev G.V., Shchipansky A.A.* Eclogite-ultramafic assemblage from the Kuru-Vaara quarry, Belomorian belt, Baltic Shield, Russia: evidence for an Archean resurrected UHP slab // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts. KRC RAS, 2014. P. 68-70.

11. *Liou J.G., Zhang R.Y., Liu FL, Zhang Z.M., Ernst W.G.* Mineralogy, petrology, U-Pb geochronology, and geologic evolution of the Dabie–Sulu classic ultrahigh-pressure terrane, East-Central China // Am. Miner. 2012. Vol. 97. P. 1533-1543.

Х.М. Шаабан^{1,2}, И.Б. Мовчан¹

Особенности глубинного строения и тектоники бассейна Эль-Харга (Египет) по данным комплексных геолого-геофизических исследований

Бассейн Эль-Харга – один из перспективных источников подземных вод на территории Египта. Ресурсы подземных вод здесь приурочены к Нубийским песчаникам. В пределах бассейна водоносная толща состоит из мощных слоёв песчаников и алевролитов, разделяемых прослоями непроницаемых сланцев и глин. Последние на отдельных участках ограничивают возможности вертикального перемещения подземных вод. Однако на многих площадях распространение непроницаемых для подземных вод глин имеет линзовидный характер [2-4]. Кроме того, в пределах бассейна широко проявлены разрывные нарушения, амплитуда смещения вдоль которых часто превышает мощности водоупоров. Для оценки ресурсного потенциала бассейна необходимы знания о его морфологии, расслоенности осадочных толщ и характере их тектонической деструкции.

¹ Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, Россия

² Национальный научно-исследовательский институт астрономии и геофизики, Хелуан, Египет

Изучение региональной геолого-структурной позиции бассейна и закономерностей его проявления в геофизических полях и на космических снимках с использованием приемов линеamentного анализа позволили авторам закартировать главные тектонические дислокации площади исследований, сделать заключение о развитии бассейна в области активной тектонической деструкции пород фундамента и осадочного чехла с выделением системы горстов, грабенов и протяженных секущих дислокаций разной пространственной ориентации и, вероятно, разного возраста заложения (рис. 1).

Закономерности пространственного распределения линеamentов геофизических полей, геологических границ и цветотонных ареалов космических снимком систематизированы в форме розы-диаграммы. Согласно полученным данным система высоко амплитудных горстов и грабенов имеет генеральное северо-восточное простирание. Ее тектонические границы наиболее контрастно проявляются в гравитационном поле. Ориентация линеamentов гравитационного поля (сектор 60-75° на розе-диаграмме) отражает структурный план границ бассейна Эль-Харга.

Кроме того, на формирование морфологии бассейна оказали влияние разные по времени тектонические процессы. Наиболее древний структурный план (субширотные дислокации – 0-15° на розе-диаграмме) характеризуется неоднородностями магнитного поля, которые, вероятно, несут информацию о строении древнего фундамента. Субмеридиональные структуры (90° на розе-диаграмме) наиболее четко проявляются на космическом снимке. На геологических картах также проявляются эти направления, что, вероятно, обусловлено неотектоническими процессами, широко проявленными на территории исследований. Их наиболее характерным примером является уступ с амплитудой 240 м, картируемый в восточной части площади исследований

Глубинный разрез депрессии изучен ограниченным набором скважин, из которых лишь одна достигла кровли фундамента. Геофизические исследования существенно дополнили эту информацию. Так, разрез аудио-магнитотеллурического зондирования (АМТЗ), построенный до глубин 1500 м отражает выделение в составе бассейна нескольких водоносных толщ и разделяющих их водоупоров (рис. 2 б). Нижняя кромка бассейна по этим данным прослеживается в диапазоне глубин от 700 до 1000 метров. Эта базовая информация, полученная по двум опорным геофизическим профилям, дополняется обширной сетью электроразведочных профилей, обработанных методами вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и переходных процессов (МПП), обеспечивающих изучение радиальной расслоенности депрессии в ин-

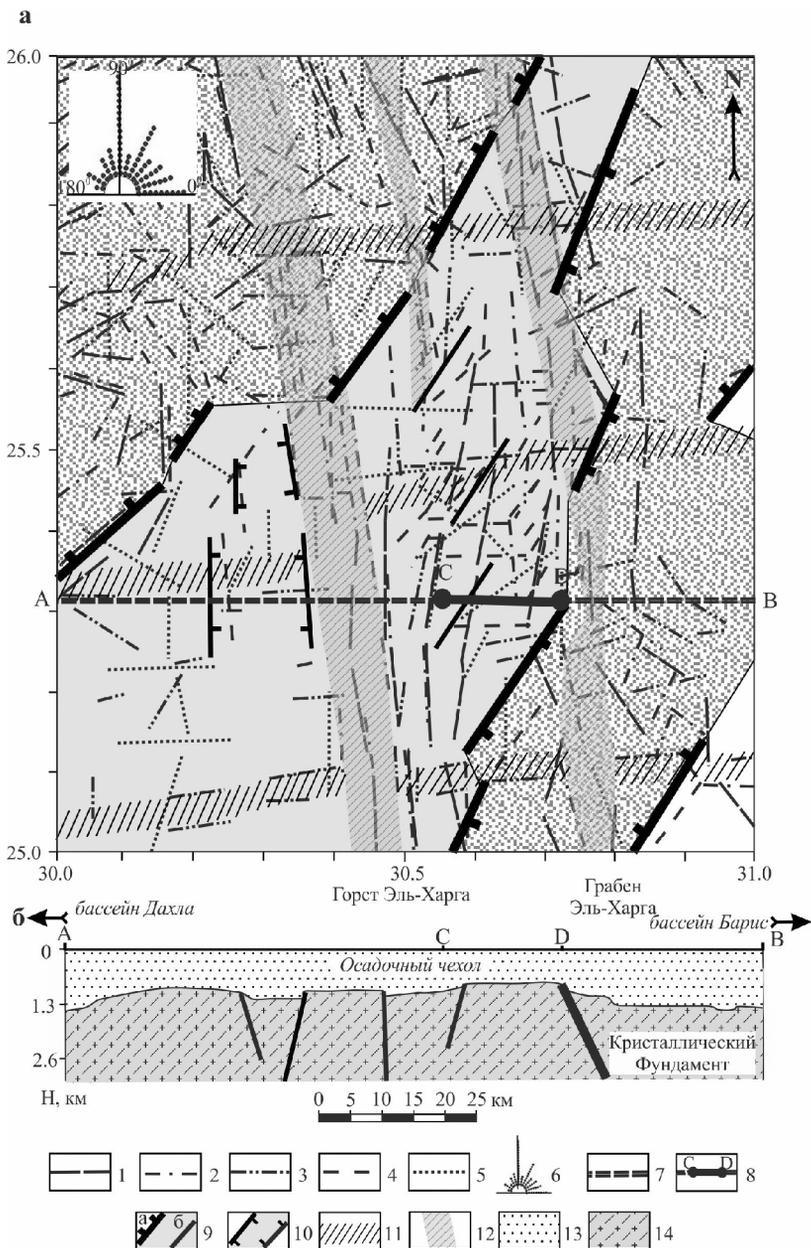


Рис. 1. Глубинное строение бассейна Эль-Харга: а - схема тектонического районирования; б – глубинный разрез бассейна по линии профиля А-В.

1-5 - линеаменты (1 - линейные фрагменты геологических границ, 2 - космического снимка, 3 - магнитного поля, 4 - гравитационного поля, 5 - топографического рельефа), 6 - роза-диаграмма ориентации линеаментов геофизических полей, космических снимков и данных геологического картирования; 7 - линия профиля А-В; 8 - опорный геолого-геофизический профиль площади детальных исследований; 9 - границы: а - горста и грабена Эль-Харга (бергштрихи указывают направление погружения осадочного бассейна; б - локальные тектонические дислокации; 10 - границы локального грабена в пределах горста Эль-Харга (а), 10 - отдельные разрывные дислокации (б); 11, 12 - зоны секущих разрывных дислокаций: 11 - субширотные, 12 - субмеридианальные); 13 - осадочные толщи бассейна Эль-Харга; 14 - кристаллический фундамент

тервале глубин от дневной поверхности до 200 м. В этот глубинный интервал попадают две верхние водоносные толщи и разделяющий их водоупор (рис. 2 а).

Дополнительная информация получена по данным интерпретации гравитационного поля методом плотностного подбора (рис. 2 в) [1]. Получение наглядного образа региональной структурной поверхности раздела, относимой на основании плотностного контраста к кровле кристаллического фундамента, опирается на подбор отклика от системы вертикальных призм при задании избыточной плотности осадков относительно пород фундамента -0.45 г/см^3 . Апробация подхода демонстрирует удовлетворительное совпадение параметров геоэлектрического и плотностного разрезов. Последний характеризует морфологию изучаемой границы на глубине от 700 до 1000 м с выделением региональных грабенообразных структур и высокоамплитудных вертикальных смещений по плоскости глубинных дизъюнктивов. В интервале глубин от 200 до 900 м по этим данным прослеживаются границы нескольких водоносных толщ и их водоупоров. Генеральная субгоризонтальная слоенность осадочной толщи нарушается двумя наклонными сбросами, погружающимися навстречу друг другу и формирующими структуру грабена в центральной части рассматриваемого сечения.

Таким образом, комплекс геофизических данных МТЗ, МПП и ВЭЗ в сочетании с результатами плотностного гравитационного моделирования позволяет выделить и проследить в сечении профиля границы основных водоносных коллекторов и водоупоров и изучить характер проявления разрывных дислокаций.

Выполненный комплексный анализ геолого-геофизических данных по площади исследований и в сечениях геолого-геофизических профилей подтверждают вывод об определяющей роли тектонических дислокаций растяжения на формирование морфологии осадочного бассейна Эль-Харга. Об этом свидетельствует рельефный характер подошвы де-

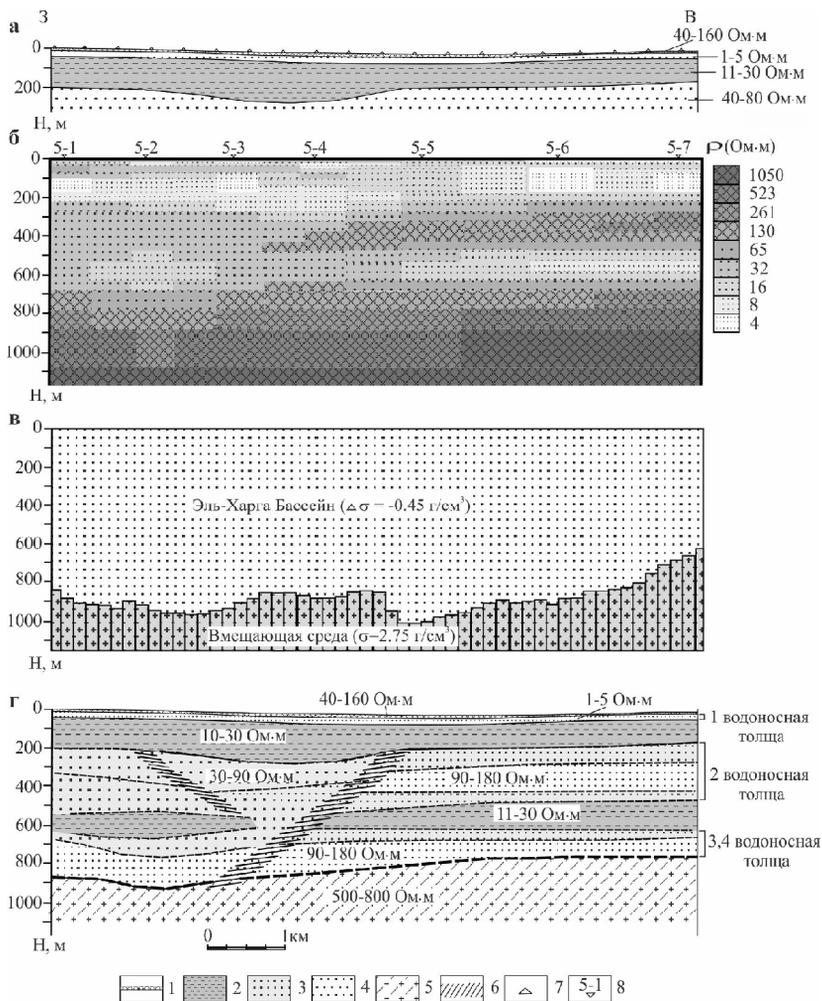


Рис. 2. Геологические и геофизические разрезы вдоль опорного профиля CD площади детальных исследований: а – геоэлектрический разрез по данным метода переходных процессов (МПП); б – геоэлектрический разрез по данным метода аудио-магнитотеллурического зондирования (АМТЗ); в – плотностной разрез, рассчитанный методом подбора; г – интерпретационный геологическо-геофизический разрез.

1 - почвенный слой, 2 - глина (водоупор), 3 - пески с прослоями глин (верхняя водоносная толща), 4 - крупнозернистый песок (нижняя водоносная толща), 5 - кристаллический фундамент, 6 – зоны разрывных нарушений, 7–8 – положение станций (точек наблюдений) МПП (7) и АМТЗ (8)

прессии с амплитудами ее смещений по разрывным нарушениям до 240 м. Полученные геофизические данные позволяют говорить о сквозном характере разрывных нарушений, пронизывающих осадочный бассейн на всю его мощность. На это указывают значительные вертикальные смещения в водоносных толщ и разделяющих их водоупоров. В целом, полученные данные свидетельствуют о длительной тектонической деструкции бассейна вплоть до настоящего времени, что подтверждает предположения гидрогеологов о пространственной взаимосвязи разных водоносных горизонтов и масштабных перетоках подземных вод в пределах всего разреза бассейна.

Литература

1. *Петров О.В., Мовчан И.Б.* Диссипативные структуры Земли и их волновая природа // Регион. геология и металлогения. 2007. № 30/31. С. 12-37.
2. *Embabi N.S.* The Geomorphology of Egypt. Vol. 1: The Nile Valley and the Western Desert. The Egyptian Geographical Society, Cairo, Egypt, 2004. 447 p.
3. *Hermina M.* Geology of the northwestern approaches of Kharga Oasis. Geological Survey, Cairo, Egypt, 1967. Vol. 44. 87 p.
4. *Said R.* The geology of Egypt. Balkema Publication, Rotterdam, Netherlands, 1990. 734 p.

Содержание

<i>Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.</i> Строение и тектонические напряжения Туапсинской сдвиговой зоны	3
<i>Мелик-Адамян Г.У.</i> Начальные стадии позднеорогенного тектогенеза Армении в свете современных биостратиграфических представлений	7
<i>Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Лепешко В.В.</i> Вулканотектоника и особенности геодинамики Японского и Охотского морей	11
<i>Миц М.В.</i> Неоархей-протерозойский суперконтинент (2.75-0.9 млрд лет): альтернатива модели суперконтинентальных циклов	17
<i>Михеев Е.И., Владимиров А.Г.</i> Корреляция и геодинамическая интерпретация метаморфизма и гранитоидных комплексов Ольхонского региона (Прибайкалье) и п-ова Святой Нос (Забайкалье)	21
<i>Монастырев Б.В.</i> Сейсморазведочная модель севера Западно-Сибирской геосинеклизы в аспекте теории рифтогенеза	24
<i>Москаленко А.Н., Худoley А.К.</i> Структурно-геологический метод определения кинематических характеристик разрывных нарушений и реконструкции стресс-состояний по сейсмическим данным МОВ ОГТ ЗД (на примере Арчинской площади, Нюрольская впадина)	28
<i>Неволин П.Л., Митрохин А.Н.</i> Сихотэ-Алинская складчатая система: особенности строения и контроля золотого оруднения (Центральный Сихотэ-Алинь)	31
<i>Никишин А.М., Казмин Ю.Б., Петров Е.И., Глузов И.Ф., Малышев Н.А., Морозов А.Ф., Посёлов В.А., Гайна К.</i> Разнообразие процессов рифтинга в Арктическом океане	36
<i>Николаева С.Б., Толстобров Д.С.</i> Новейшая геодинамика Мурманского побережья Баренцева моря: гляциоизостатические и сеймотектонические аспекты	38
<i>Никонов А.А.</i> Сейсмогеодинамика Крымского региона (по материалам за 2.6 тыс. лет)	43
<i>Павленкова Н.И., Кашибин С.Н.</i> Типы земной коры и геодинамика глубоких платформенных впадин	48

<i>Павленкова Н.И.</i> Роль идей Е.Е. Милановского о расширяющейся Земле для развития концепций глобальной тектоники	52
<i>Панина Л.В., Зайцев В.А.</i> Структурно-геоморфологический анализ острова Южная Георгия	57
<i>Петрищевский А.М.</i> Северо-Восточная Азия и Австралия – черты сходства и различия в глубинном строении	61
<i>Петров Г.А., Маслов А.В.</i> К вопросу об обстановках формирования докембрийских комплексов Среднего и Северного Урала	66
<i>Печенкин И.Г.</i> Связь металлогении урана с геодинамическими процессами в краевых частях Евразии	70
<i>Пилицына А.В., Третьяков А.А., Ковальчук Е.В.</i> Меланократовые высокобарические породы Джелтауского сиалического массива (Южный Казахстан)	74
<i>Полетаев А.И.</i> Клиновидная тектоника Земли	79
<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Изучение малых структурных форм – ключ к пониманию структурной геологии Северо-Западного Кавказа	83
<i>Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г.</i> Деформации кайнозойского чехла и кровли палеозойского фундамента в южном борту Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань)	87
<i>Прокопьев А.В., Торо Х.</i> Триас-юрские осадочные бассейны центральной части Верхояно-Колымской складчатой области: реконструкция источников сноса	93
<i>Пугачев А.А.</i> Метаморфические породы острова Русского	96
<i>Пучков В.Н.</i> Палеозойские магматические комплексы предположительно плюмовой природы на Урале	99
<i>Уляшева Н.С., Пыстин А.М., Панфилов А.В.</i> Петрогеохимические особенности и условия образования протолитов марункеуского эколгит-гнейсового комплекса (Полярный Урал)	104
<i>Развозжаева Е.П., Кычкина В.Г.</i> Строение Алдано-Майского прогиба по сейсморазведочным данным (юго-восток Сибирской платформы)	108
<i>Расказов С.В., Чувашова И.С., Кожевников В.М., Середкина А.И.</i> Новейший вулканизм, орогенез и рифтогенез Азии в контексте движения и взаимодействия литосферных плит	113
<i>Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.</i> Развитие структурно-геоморфологического метода Л.А. Сим на оценку величин напряжений	117

<i>Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С., Мягков Д.С.</i> Анализ механизмов формирования структур и напряжений в коре внутриплитных областей	124
<i>Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Милюков В.К.</i> Новые данные о глубинном строении горы Эльбрус и участка Баксанского ущелья Эльбрус-Тырныауз по комплексу геолого-геофизических данных	130
<i>Родкин М.В.</i> От статистики крупнейших рудных месторождений к закономерностям процесса рудогенеза	136
<i>Рязанцев А.В.</i> Ордовикские гранито-гнейсы на востоке Южного Урала: новые данные о возрасте, составе, обстановках формирования	140
<i>Савельев А.Д., Морозова Е.Б.</i> Геохронологическое и палеомагнитное изучение магматических комплексов в среднем течении р. Бодрак (Горный Крым)	145
<i>Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н., Меркулова М.Н.</i> Метаморфизм перидотитов в мантийном клине над зоной субдукции: гидратация в литосферной мантии	148
<i>Самсонов А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Герасимов В.Ю.</i> Среднерусский складчатый пояс: палеопротерозойская граница Фенноскандинавского и Волго-Сарматского мегаблоков Восточно-Европейского кратона	154
<i>Саньков В.А., Добрынина А.А., Парфеевец А.В.</i> Современное напряженно-деформированное состояние земной коры южного обрамления Сибирской платформы: к проблеме соотношения континентального рифтогенеза и транспрессионного орогенеза	159
<i>Саргсян Р.С.</i> Исследование новейшей тектоники территории Армении по данным современной речной сети	163
<i>Слабунов А.И., Балаганский В.В., Гуо Д., Жанг Л., Щипанский А.А., Жанг Д., Ли С., Азимов П.Я.</i> Раннедокембрийские подвижные пояса как суперпозиция архейских и палеопротерозойских орогений (на примере Фенноскандинавского и Северо-Китайского щитов)	167
<i>Славинский В.В.</i> Конвекция в мантии Земли	170
<i>Смирнов В.Н.</i> Кайнозойские рифтогенные структуры в Северном Приохотье	175

<i>Соколов С.Ю.</i> Сдвиговый фактор тектогенеза в Атлантическом океане и его связь с геодинамическим состоянием верхней мантии и внутриплитными деформациями	178
<i>Сокур Т.М.</i> Тектоника и особенности вулканизма в отложениях венда на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы	184
<i>Смирнов Ю.В., Сорокин А.А.</i> Источники кластического материала, геодинамические обстановки накопления, условно верхнепротерозойских метатерригенных отложений северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса	188
<i>Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Ковач В.П.</i> Источники сноса метаосадочных пород Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса	190
<i>Стафеев А.Н.</i> Цикличность геологических процессов в позднем триасе – средней юре Горного Крыма	193
<i>Степаненко В.И.</i> Влияние современной геодинамики на элементы рельефа тектонически пассивной территории	197
<i>Суворова Е.Б., Устинов Н.В.</i> Палеотектонические реконструкции триасовой истории развития Восточно-Баренцевского шельфа .	201
<i>Суханова Т.В., Макарова Н.В., Гордеев Н.А., Бондарь И.В.</i> Новейшая тектоника Оленек-Келимьярского междуречья (северо-восток Сибирской платформы)	206
<i>Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Прудников И.А., Хотылев А.О., Федорчук В.А.</i> Мезоструктуры позднепалеозойских комплексов Уфимского амфитеатра	210
<i>Тевелев Арк.В., Федоровский В.С.</i> Трансферные зоны в структуре Байкальского рифта	214
<i>Тевелев Арк.В.</i> Основная последовательность осадконакопления в импульсных обстановках седиментации	219
<i>Терехов Е.Н.</i> Корундсодержащие метасоматиты – как индикаторы эксгумации глубинных образований в обстановке регионального растяжения	223
<i>Тимурзиев А.И.</i> Новая кинематическая модель сдвигов	227
<i>Третьяков Ф.Ф.</i> Некоторые закономерности формирования тектонических структур надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской складчатой области	233
<i>Трифонов В.Г.</i> Соотношения процессов коллизии и горообразования	237

<i>Трофимов В.А.</i> Особенности строения и характера сочленения крупных тектонических элементов юго-востока Восточно-Европейской платформы	241
<i>Филатова Н.И.</i> Синсдвиговые структуры и магматизм рубежа мела □ палеогена окраины Востока Азии: индикаторы трансформной границы континент-океан	244
<i>Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И.</i> Тектонические структуры и оруденение центральной части Кулар-Нерского террейна	249
<i>Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Гуал Перес Х.</i> Изучение рельефа сдвиговых зон с помощью аналогового моделирования	253
<i>Харахинов В.В., Шлёнкин С.И., Кулишкина О.Н.</i> Древние рифты Сибирского кратона и их нефтегазоносность	258
<i>Хортов А.В., Корнева Р.Г., Шлезингер А.Е.</i> Платформы, акватории Мирового океана и осадочные бассейны	261
<i>Худолей А.К., Вержбицкий В.Е., Застрожных Д.А., Тучкова М.И., Ершова В.Б.</i> Таймырский складчато-надвиговый пояс: герциниды или киммериды?	264
<i>Цеховский Ю.Г.</i> Геологические индикаторы эпохи деструктивного тектогенеза на рубеже мела и палеогена в Центральной и Восточной Евразии	267
<i>Трапезников Д.Е., Чайковский И.И.</i> О строении и природе Дуринского прогиба на Верхнекамском месторождении солей	271
<i>Черданцев С.Г.</i> О волновой природе неотектонических движений Западно-Сибирской геосинеклизы	275
<i>Чувашова И.С., Йи-минь Сунь.</i> Литосферный контроль калиевого вулканизма в последние 10 млн лет в районе северного окончания юрско-палеогеновой рифтовой впадины Сунляо, Китай	278
<i>Шарков Е.В., Богатинов О.А.</i> Взаимодействие головы мантийного плюма с древней литосферой в областях внутриплитного магматизма (на примере Западной Сирии)	282
<i>Шахтыров В.Г.</i> Сфенохазмы Верхояно-Колымской складчатой области как генераторы многоэтапного золотого оруденения	287
<i>Диденко А.Н., Ефимов А.С., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможняя Н.Г.</i> Тектоника земной коры области сочленения юго-восточной части Сибирской платформы и Верхояно-	

Колымского орогенного пояса в полосе профиля 3-ДВ Хандыга – Адыгалах	290
<i>Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Стеблов Г.М., Милоков В.К., Миронов А.П., Кусраев А.Г., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М.</i> Неплейттектоническая GPS-геодинамика Большого Кавказа	295
<i>Шемтелев А.Г.</i> Результаты геофизических работ по Чегемскому профилю (Северный Кавказ)	299
<i>Шерман С.И.</i> Геодинамическая активность Центральной Азии в кайнозой: районирование по локализации современных сильных землетрясений	302
<i>Шиловская Т.И., Шиловский А.П.</i> Модель геологического строения Московского осадочного бассейна	309
<i>Шипилов Э.В.</i> Геодинамика пространственно-временного взаимодействия Баренцевско-Амеразийского суперплюма с литосферой	311
<i>Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.</i> Тектоника Южно-Карского осадочного бассейна и поясов его складчатого обрамления . . .	317
<i>Щипанский А.А., Сидоров М.Ю., Писарев Г.В.</i> Глубинная субдукция в раннем докембрии: УНР алмаз-содержащие эклогитовые породы северо-западной части Беломорского подвижного пояса Балтийского щита	323
<i>Шаабан Х.М., Мовчан И.Б.</i> Особенности глубинного строения и тектоники бассейна Эль-Харга (Египет) по данным комплексных геолого-геофизических исследований	328

Научное издание

**ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА
И РУДОГЕНЕЗ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ
И ПЛАТФОРМ**

**Материалы
XLVIII Тектонического совещания**

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 18.01.2016
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 22,0 п.л. Тираж 200 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.