

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ,
СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЗОН СУБДУКЦИИ,
КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
И ДИНАМИКА ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ**

ГИДРОТЕРМЫ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ГРАНИЦЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Брагин И.В.¹, Челноков Г.А.¹, Харитонова Н.А.^{1,2}

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, проспект 100 лет
Владивостоку, д. 159, e-mail: bragin_ivan@mail.ru

²Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Ленинские горы,
д. 1, e-mail: tchenat@mail.ru

Введение

Современные гидротермальные системы имеют широкое распространение в переходной зоне от Евразии к Тихому океану: Камчатка, Курилы, Япония. Здесь мы можем наблюдать значительные запасы подземных вод с различным химическим составом и температурой, выходы которых приурочены к зонам разуплотнения верхней части коры. В большинстве своём эти гидротермы приурочены к зонам активного вулканизма и характеризуются высокой температурой (до 100 °С и выше), кислой средой (рН = 1-4), преобладанием хлора и сульфат-иона в химическом составе, а также наличием растворённых и спонтанных вулканических газов (Н₂, НСl, SO₂ и Н₂S) [5]. Однако, в этом регионе существует целая группа источников, принадлежащих к провинции азотных термальных вод, получивших распространение на Восточном Сихотэ-Алине (ВСА), западном Сахалине, Камчатке, прибрежной части Чукотки, а также Монголо-Охотском поясе и в Забайкалье. Все они характеризуются относительно невысокой температурой (25-80 °С), щелочной средой (рН = 7-9.8), повышенным содержанием кремния, преобладанием гидрокарбонат и карбонат-иона в химическом составе, а также отсутствием вулканических газов и наличием азота (до 99%).

Геолого-тектонические характеристики гидротерм ВСА

Изученные термальные воды локализованы в восточной части Приморья на двух участках: северном и южном (Амгу и Чистоводное) и в юго-восточной части Хабаровского края (Тумнин и Анненское). Также известны более мелкие термопроявления – Тырма, Лазаревский, Тёплый ключ (Николаевский район).

Анненские минеральные воды расположены в северной части ВСА, в низовьях р. Амур. Выход источника приурочен к зоне тектонического дробления пород позднего мела Больбинской и Татаркинской свит, представленными туфами, туфопесчанниками, туфоконгломератами. Непосредственно в районе терм проходят тектонические нарушения субмеридионального и северо-восточного простирания. Наиболее крупные из них совпадают с долинами ручья Амурчик и реки Холодный ключ. К первому из них приурочен выход термального источника. Тектонические трещины не протягиваются на всю её длину: как по простиранию, так и по падению они затухают, заменяясь другими трещинами, а также пересекают и срезают друг друга. Такое строение разрывной зоны, по-видимому, связано с неоднократно возобновляющимися движениями по ней. Наличие тектонических брекчий сдавливания и открытых трещин говорит о том, что периоды сжатия чередовались с периодами растяжения пород. Ширина трещин, наблюдаемая по скважинам, колеблется от долей миллиметра до первых десятков сантиметров. По трещинам отмечаются смещения пород с амплитудой от нескольких сантиметров до десятков метров [5].

Тумнинский термоминеральный источник расположен в центральной части ВСА, в низовьях одноименной реки. Выход терм приурочен к контактовой зоне палеогеновых гранитоидов и эоценовых андезито-базальтов Кузнецовской свиты. Тектоническое строение участка

очень сложное. Главной структурой является крупноамплитудный сброс, являющийся активным и представляющий собой фрагмент крупного дугового разлома, опоясывающего купольную структуру г. Айча (сместитель крутопадающий (70-80°) северо-восточного простирания). Вертикальное перемещение по сместителю более 80 м, мощность зоны сброса 50-70 м. Трещины растяжения продолжают и сейчас поглощать рыхлый материал склоновых отложений и хорошо трассируются цепочками компенсационных воронок по правому борту долины ручья Чопэ. По геолого-структурным особенностям, типу коллекторов и других характеристик Тумнинский участок относится к группе месторождений с весьма сложными гидрогеологическими условиями. Термальные воды здесь локализуются лишь в зонах тектонической трещиноватости и характеризуются очаговым распространением [5].

Амгинская группа термальных вод расположена в центральной части ВСА, вблизи пос. Амгу Приморского края и представлена тремя дикими источниками и одним месторождением термальных вод. Выход вод приурочен к контактной зоне гранитов с мезозойскими и кайнозойскими риолитами, туфами и игнимбритами. В структурном отношении эти интрузии приурочены к вулcano-тектоническим депрессиям и кальдерам проседания, располагаясь либо в зонах кальдерных обрамлений, либо внутри вулcano-тектонической структуры, и тогда интрузивные тела занимают центральную часть вулканической постройки. Зоны тектонических нарушений являются важным гидрогеологическим фактором. Тектонические нарушения и связанные с ними породы повышенной трещиноватости обладают высокими водопроницаемыми свойствами и служат коллекторами подземных вод [4].

Чистоводненская группа термальных вод расположена в южной части ВСА вблизи одноимённого месторождения термальных вод и представлена в том числе и небольшой группой источников. Выход источников приурочен к контактовой зоне позднемеловых гранитов с палеогеновыми дайками аплитов и диоритовых порфиринов. Тектонический фактор контролирует, прежде всего, расположение позднемеловых гранитных массивов, циркуляция вод в которых осуществляется по нарушениям сколового и трещинного характера (Чудаев, 2003).

Обсуждение и выводы

В настоящее время ВСА представляет собой непрерывную полосу вулканических и связанных с ними интрузивных пород позднемелового плиоценового возраста, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстояние около 1500 км, при ширине 20-90 км [2] и мощности земной коры от 25-30 км до 40 км в северной и южной частях, соответственно. Из-за различной мощности континентальной коры мы наблюдаем и разные геотермические градиенты, вследствие чего прослеживается изменение температуры терм от 30-35 до 45-50 градусов для Приморской и Хабаровской групп вод, соответственно. Известно, что средний термоградиент для Сихотэ-Алиня в целом составляет приблизительно 30 градусов на 1 км, однако данные геофизической съёмки указывают на то, что северо-восточный Сихотэ-Алинь является областью с нестационарным режимом тепловой подпитки с нижних областей коры со средним значением теплового потока 90 мВт/м², что соответствует термоградиенту в 45-50 градусов на 1 километр [3].

Формирование ВСА началось в позднем мелу и закончилось лишь в позднем миоцене-плиоцене, сопровождаясь сменяющимися геодинамическими обстановками и, как следствие, тектоническими, магматическими и геохимическими процессами. ВСА повсеместно посечён молодыми сдвиговыми разломами северо-восточного простирания. Их появление и последующее омоложение могло быть вызвано тем, что сейсмические волны, возникающие при землетрясениях в зоне субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую (Амурскую), легко проходили в однородной среде плиты до Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, где высвобождались в виде энергии в северо-восточном направлении [1]. В результате, такие разломы

имеют глубокое заложение, позволяющее атмосферным водам проникать в верхние горизонты коры до 1.5-2км.

Поскольку фаза активного вулканизма на данной территории, сравнительно с островными дугами, Камчаткой и Японией, окончилась давно, в составе газовой фазы налицо отсутствие так называемых «вулканических газов»: H_2 , HCl , SO_2 , H_2S , HF , CO_2 . Наличие азота в составе газовой фазы азотных терм объясняется атмосферным азотом, захваченным с воздухом в составе метеорной воды. В процессе погружения по системам глубоких трещин и жил, а также нагреваясь, вода теряет растворённый кислород, а азот и другие газы (аргон, CO_2 и др.) остаются и продолжают движение вместе с водой [4, 5].

Таким образом, имея аномальный термоградиент и систему замкнутых, гидравлически связанных и хорошо проработанных трещин и жил тектонического происхождения с глубиной проникновения порядка 1.5-2 км, ВСА на некоторых своих участках создаёт благоприятные условия для формирования азотных минеральных термальных вод. Стоит отметить, что площадь распространения терм ВСА не ограничивается упомянутыми авторами месторождениями, поскольку известно большое количество «диких» термальных источников, имеющих более низкие температуры (15-25 °С). Это связано с тем, что термы зачастую разгружаются в приповерхностные водоносные горизонты, где смешиваются с поверхностными водами и «верховодкой», теряя своё тепло. Это вызвано отсутствием водоупора на пути выхода вод, а также сильной раздробленностью выводящих пород. Такие зоны определяются на местности по нехарактерной для данного района растительности (например, наличием более теплолюбивых видов растений).

Благодарности

Работа выполнена при поддержке проектов ДВО РАН №15-1-2097, РФФИ №14-05-00243 и 14-05-00171. Авторы выражают благодарность С.А. Касаткину и И.А. Александрову за ценные советы и дискуссию при подготовке материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2кн./под ред. А.И.Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 576 с.
2. **Маргыннов Ю.А., Ханчук А.И.** Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1, С. 94-108.
3. **Тузев И.К., Гагаев В.Н., Горнов П.Ю., Канев С.Н., Корчагин Ф.Г., Бесхлебная В.Е.** Геотермические исследования Комсомольского рудного района // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 123-125.
4. **Чудаев О.В.** Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2003. 211 с.
5. **Ivan V. BRAGIN, Georgy A. CHELNOKOV, Oleg V. CHUDAEV, Natalia A. KHARITONOVA, Sergey V. VYSO-TSKIY** Geochemistry of Thermal Waters of Continental Margin of Far East of Russia // Acta Geologica Sinica (English Edition) (2016). Vol. 90, is. 1. P. 276-284.

ПРЕДЫСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД

Будяк А.Е., Паршин А.В.

Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск, e-mail: budyak@igc.irk.ru

Как известно, более 90% месторождений и рудопроявлений с ЭПГ, Au, U и полиметаллической нагрузкой, Южной окраины Сибирского кратона (ЮОСК) связаны с двумя продуктивными горизонтами: кевактинским (палеопротерозой) [1] и дальнетайгинским (неопротерозой) [3] (рис.1), в том числе такие известные месторождения золота, как Сухой Лог, Голец Высочайший, Чертово Корыто. В настоящем сообщении рассматриваются характеристики кевактинского стратиграфического горизонта палеопротерозойского возраста (~2.1-1.9 млрд. лет), отложения которого выходят на дневную поверхность в пределах Чуйского, Тонодского, Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской зоны и являются вмещающими для ряда таких крупных месторождений, как Чертово Корыто, Хадокан, Туюкан, Чепок и др.

Location of Au, U, and Cu-Pb-Zn deposits in structures of Baikalo-Patom region

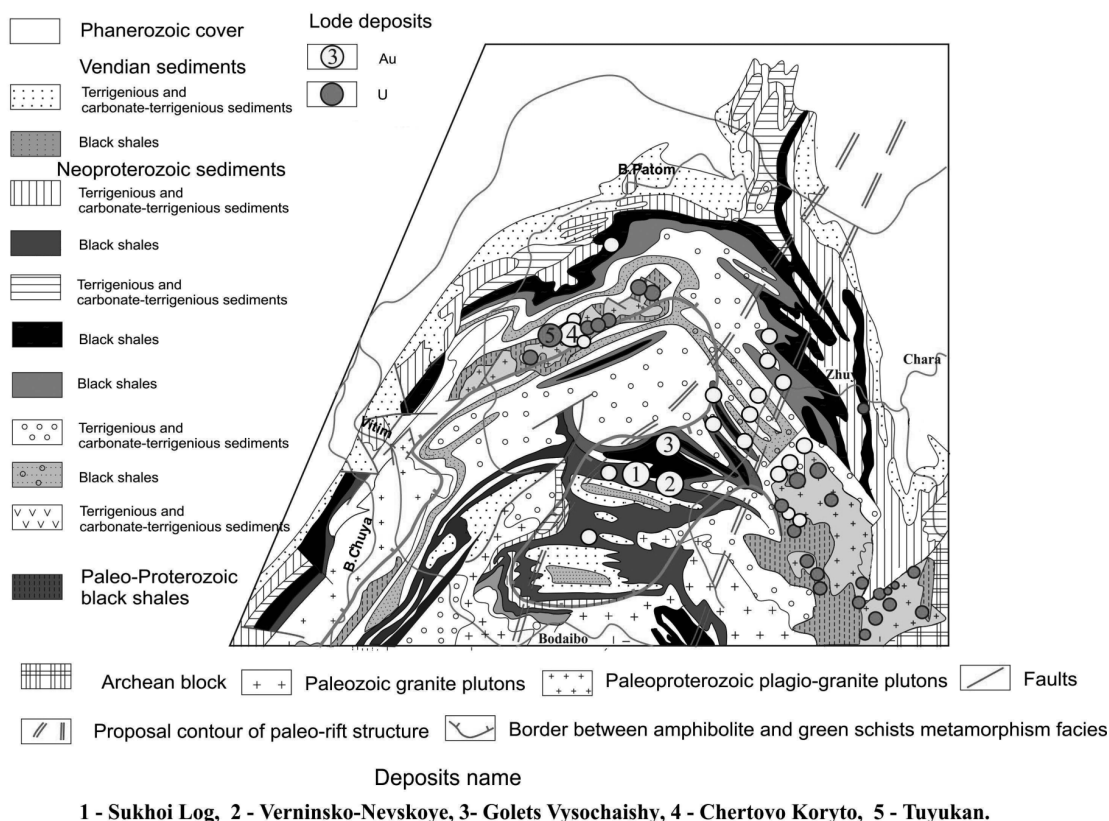


Рис. 1. Схема распределения месторождений Au и U на территории Северного Забайкалья (по материалам [4]):

1 – фанерозойский чехол; 2-11 – осадочные формации: 2-10 – неопротерозойские (2, 4, 6, 10 – терригенные и карбонатно-терригенные; 3, 5, 7, 8, 9 – углеродистые и углеродсодержащие, в том числе 7 – углеродистая хомолхинская, вмещающая месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший), 11 – нижнепротерозойская углеродистая формация (в том числе михайловская свита кевактинской серии, вмещающая месторождение Чертово Корыто); 12 – выступ архейского фундамента; 13-14 – магматические комплексы: 13 – палеозойские граниты, 14 – палеопротерозойские гранит-плагиограниты; 15 – граница зоны зеленосланцевой фации метаморфизма; 16 – разрывные нарушения; 17-18 – месторождения и рудопроявления: 17 – Au, 18 – U: 1 – Сухой Лог, 2 – Голец Высочайший, 3 – Вернинское, 4 – Чертово Корыто, 5 – Туюкан.

Данные отложения детально изучались в разрезе Тонодского поднятия и Кодаро-Удоканской зоны, где они представлены отложениями соответственно кевактинским (албазинская и михайловская свиты), и кодарско-чинейским горизонтами (икабийская, аянская, иннырская, читкандинская, александровская и бутунская свиты). Изучаемые отложения сложены довольно однородными рассланцованными, иногда гнейсовидными метапесчаниками и темно-серыми, до черных углеродисто-слюдисто-кварцевыми сланцами. Данные метаосадки выделяются характерной геохимической специализацией на Pt, Pd, Au, Ag, U, Th, а также Zn, Pb, Co, Ni, Cu. Характерным показателем пород горизонта является повышенная глиноземистость (среднее содержание Al_2O_3 19 мас.%), а также повышенные содержания K_2O (в среднем 4-6 мас.%) и $C_{орг}$ (от 0.5 до 10 мас.%). Кроме увеличения непосредственно $C_{орг}$, данные отложения характеризуются значительным параметром «Black Shale/Total Shale» [7], достигающим 0.3. Еще одним важным геохимическим показателем является индекс палеовыветривания CIA ($[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)] \times 100$), варьирующий в пределах 75-80, при фоновых значениях для ряда стандартов, в том числе PAAS и ВКК, не превышающих 70 (табл 1). По всей вероятности, данные закономерности отражают влияние ювенильного вещества, поступающего в бассейн осадконакопления на этапе седиментационного развития, что влечет за собой приобретение сидерофильной специализации осадков, с повышенным содержанием радиоактивных элементов (Th, U). Подобный вывод, коррелирует с работами Конди с соавторами [7] и др., считающих совпадение пиков по этим показателям отражением этапа плюмовой активности, с которой связано значительное усиление гидротермальной активности поставляющей на поверхность огромного количества углекислого газа. Как звено цепи событий происходит увеличение биологической производительности, которая повышается за счет нескольких факторов, таких как повышение концентраций CO_2 в морской воде, увеличение потоков питательных веществ от центра гидротермальной активности (например, P, H_2 , сульфидов, следов металлов и т.п.) и усиления выветривания на континенте, связанного с повышением температур из-за увеличенного потока CO_2 приведем к парниковому эффекту.

Таблица. Распределение CIA в сланцах кевактинского горизонта PR₁.

		CIA	ЭМ	K ₂ O/Na ₂ O ₃
Тонодское поднятие	албазинская свита (PR ₁)	72.1 (max – 74.1)	330	
	михайловская свита (PR ₁)	77.8 (max – 84.7)	270	
	пурпольская свита (PR ₂)	–	80	
Кодаро-Удоканский прогиб	кодарская серия (PR ₁)	~ 73.4	400	1.6
	чинейская серия (PR ₁)	72 (max – 77.6)	780(↑)	2.1
	кеменская серия (PR ₁)		75(↓)	9.1(↑)
Стандарты	PAAS	70	–	3,1
	ВКК	63.5	–	

Примечание: Данные PAAS и ВКК взяты из [6].

Показательным является полученные значения мультипликативного эксгальационного модуля ($ЭМ - Mn * Zn * Pb / TiO_2$) (табл.), которые значительно превышают нижний порог (220) [3], указывающий на наличие эксгальтивной деятельности, синхронной с седиментацией кевактинской серии, с пиком привноса ювенильного материала в читкандинское время и полным его отсутствием на момент формирования кеменской серии.

Необходимо отметить, что в отложениях Кодаро-Удоканского синклиория, кроме изменения содержания ряда индикаторных модулей, несмотря на присутствие в кеменских осадках гигантских запасов Cu, в том числе и месторождения Удокан, содержание фоновых содер-

жаний меди в отложениях кеменской серии на удалении от месторождения падает на порядок (в среднем ~ 7 г/т) – относительно подстилающих отложений кодаро-чинеи́йской серии. Аналогично изменяется отношение K_2O/Na_2O , в сторону его резкого увеличения от отложений кодарской и чинеи́йской серий к отложениям кеменской серии (см. табл.), что отражает смену источника, размываемого и переносимого в бассейн вещества магматических пород натровой серии, на калий-натровые породы – в случае отложений кеменского горизонта. Представленные данные согласуются с выводами Подковырова с соавторами [5] о накоплении кодаро-чинеи́йских отложений в условиях привноса раннепротерозойского материала с примитивных островных дуг, а кеменских осадков – со зрелых островных дуг или активной континентальной окраины.

Таким образом, отложения кодаро-чинеи́йского горизонта Кодаро-Удоканской зоны и соответственно сопоставимые с ней по разрезу отложения кевактинской серии Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятий накапливались на пассивной окраине с последующей ее инверсией в коллизионную фазу, в результате которой к Анабарскому блоку акретировался Алданский террейн. Сама же металлогеническая нагрузка указанного стратоуровня, связана с активностью плюмового магматизма, который в свою очередь обладал значительным рудным потенциалом, в особенности на уран, золото и платиноиды.

Дальнейшая коллизионная история, завершением которой является выплавка чуйско-кодарских гранитов возрастом 1.9 млрд. лет [2], повлияла на перераспределение и концентрирование Au, REE и U в нижнепротерозойских отложениях южного обрамления Сибирской платформы. Непосредственно же формирование рудных объектов, связанных как с палео-, так и неопротерозойскими отложениями, было спровоцировано более поздними процессами орогенного этапа объединения континентальных блоков при закрытии палеоазиатского океана в палеозойский этап развития платформы.

Работа выполнена частично при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00172-а и Гранта Президента МК-3747.2015.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будяк А.Е., Паршин А.В., Дамдинов Б.Б., Реутский В.Н., Спиридонов А.М., Волкова М.Г., Брюханова Н.Н., Брянский Н.В. Новые результаты геохимических и геофизических исследований зоны Хадаткандского разлома (Северное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. 2015. № 5. С. 54-63.
2. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3-15.
3. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729-747.
4. Немеров В.К., Семейкина Л.К., Коротаева И.Я. // Отчет по теме «Разработка критериев оценки площадей развития углеродистых осадочных формаций (Восточная Сибирь). 1998. 212 с.
5. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223-227.
6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 383 с.
7. Condie K.C., Marais D.J.D., Abbott D., 2001. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? Precambrian Research 106. P. 239–260.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РОССИЙСКОГО АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

Верниковский В.А.^{1,2}, Кораго Е.А.³, Метелкин Д.В.^{1,2}, Петров О.В.⁴, Соболев Н.Н.⁴,
Матушкин Н.Ю.^{1,2}

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail: VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г.Новосибирск*

³*ВНИИОкеангеология им. академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург*

⁴*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г.Санкт-Петербург*

Проблема формирования фундамента российского арктического шельфа остается актуальной и широко обсуждаемой, особенно, в связи с рассмотрением Заявки РФ в Комиссии ООН по установлению внешней границы континентального шельфа [1]. Многие исследователи геологии российской Арктики считают, что фундамент террейнов, слагающих арктический шельф и континентальный склон, имеет докембрийско-раннепалеозойский возраст [2]. Сами же террейны представляют собой фрагменты распавшегося древнего палеоконтинента Арктида, выделенного Л.П. Зоненшайном и Л.М. Натаповым [3]. Однако не для всех областей Арктики имеются для этого убедительные доказательства. В западной части российской Арктики фундамент гренвильского и мезопротерозойского возраста был установлен на архипелагах Шпицберген и Новая Земля, на полуострове Таймыр, и, как минимум, неопротерозойского возраста – на архипелаге Северная Земля [2]. На арктических островах восточного сектора российской Арктики неопротерозойский комплекс пород наиболее уверенно устанавливался в основании мезозойского о. Врангеля, в Чукотском море [6]. Вопросы, касающиеся возраста фундамента для террейнов архипелага Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море), включая Де-Лонга, долгое время оставались остро дискуссионными. В последние годы были получены новые данные докембрийско-палеозойского возраста не только для пород указанных архипелагов, но и для поднятия Менделеева [4].

Так, в магматических и туфогенно-осадочных породах островов Генриетты, Жохова и Жаннетты, в дополнение к геологическим данным (субгоризонтально залегающие раннепалеозойские осадки кембрия иордовика пассивной континентальной окраины), острова Беннетта, установлены цирконы, магматическая кристаллизация которых происходила в позднем неопротерозое [2]. Новые данные не противоречат ранее полученным в нескольких лабораториях Ar/Ar и Sm/Nd данным. Учитывая разные температуры закрытия U-Pb и K-Ar систем, эти данные дополняют друг друга. Причем, эти данные хорошо согласуются с возрастом магматических пород (700-600 млн. лет) острова Врангеля [6].

Очень важным новым результатом является установленный раннепалеозойский (ордовик, 471-467 млн. лет) возраст долеритов и базальтов подводного поднятия Менделеева в Восточно-Сибирском море [4]. Керна этих образцов был получен при глубоководном бурении, которое было организовано Федеральным агентством по недропользованию РФ (Роснедра) в 2012 году. Эти геохронологические результаты в комплексе с новыми геологическими и геофизическими данными позволяют полагать, что фундамент для континентального террейна поднятия Менделеева также является докембрийским.

Все это хорошо согласуется с последними палеогеодинамическими реконструкциями [5,7] и все больше и больше подтверждает идеи древнего палеоконтинента Арктиды [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое, и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 1-32.
2. Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Соболев П.С., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В. Возраст фундамента островов Де-Лонга (архипелаг Новосибирские острова): новые геохронологические данные // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 315-322.
3. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука. 1987. С. 31–57.
4. Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Травин А.В., Кошубин С.Н., Шокальский С.П., Шевченко С.С. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 431-5.
5. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 423-429.
6. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., et al. // Geol.Surv. Canada Bull. 1993. V. 461. 101p.
7. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 114-129.

О СОВМЕЩЕНИИ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ КОЛЛИЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Вишневская И.А.^{1,2}, Каныгина Н.А.³, Восель Ю.С.¹

¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, г. Новосибирск,
e-mail: vishia@igm.nsc.ru*

² *Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

³ *Геологический институт РАН, г. Москва*

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса присутствуют террейны, в составе осадочного чехла которых выделяются мощные карбонатные комплексы. При этом, географическая близость таких однотипных, близких по возрасту осадочных последовательностей не обосновано позволяет считать их породами, принадлежащими к одному тектоническому блоку. Далее мы постараемся показать на примере Сангиленского и Тувино-Монгольского блоков (рис. 1), как на основе изотопных и геохимических характеристик осадочных пород можно показать несостоятельность предположения о том, что в позднем докембрии они представляли единый микроконтинент с общим осадочным бассейном.

Сангиленский блок сложен, в основном, позднедокембрийскими и раннепалеозойскими толщами, которые частично или полностью метаморфизованы от амфиболитов до гнейсов, от мигматитов до практически неизмененных вулканогенных, терригенных и карбонатных пород с палеонтологическими остатками. Осадочные комплексы представлены мраморами и карбонатно-силикатными породами балыктыгхемской и чартысской свит. В восточной части блока они перекрываются черными и серыми известняками, которые здесь носят название нарынской свиты. В этих известняках обнаружены останки микрофитоцитов и невладиевой проблематики, на основе которой некоторые исследователи считают ее рифейской, а другие вендской. Именно поэтому время формирования нарынских известняков до сих пор остается неизвестным.

Исследование содержания Mn, Fe, Sr, Mg и Ca проводилось атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Исследование изотопного состава С и О проводилось на масс-спектрометрическом комплексе, состоящим из масс-спектрометра Finnigan MAT – 253 и линии пробоподготовки – Gas Bench II, подключен-

ной непосредственно к масс-спектрометру (Новосибирск, ИГМ СО РАН). Измерения содержания рубидия и стронция проводились на масс-спектрометре МИ 1201АТ (Новосибирск, ИГМ СО РАН). Изотопный состав стронция определялся на многоколлекторном приборе Triton Plus фирмы Thermo Fisher Scientific в одноленточном режиме с использованием Та-эмиттера (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург).

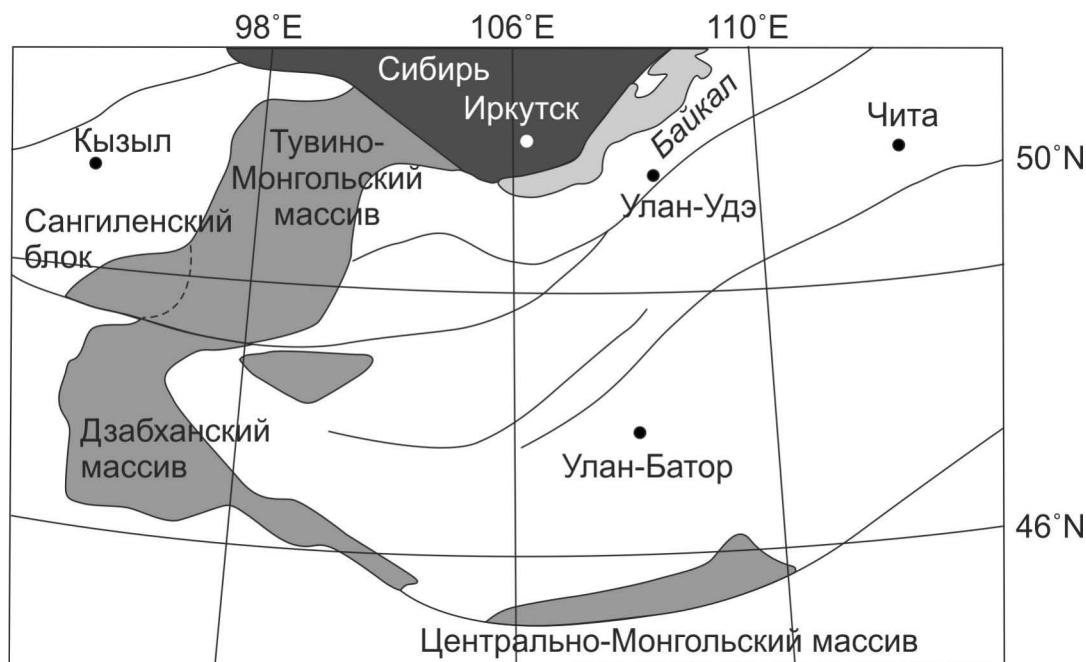


Рис. 1. Схема расположения крупных тектонических блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В ходе геохимических исследований нарынских известняков было установлено, что карбонаты нарынской свиты представлены в основном известняками ($Mg/Ca \sim 0.024$) с небольшим количеством терригенной примеси: 2-10%. Количество Mn в основном, не высокое (20-60 ppm) и не превышает 310 ppm. Количество Fe меняется от 40 до 1230 ppm. Очевидной зависимости содержаний Mn от Fe не наблюдается. В образцах с высокой долей (до 10%) нерастворимого остатка содержание Mn достигает 2800 ppm, очевидно, что происходит захват этих элементов из терригенной примеси. Количество Sr варьируют от 600 до 2800 ppm, при этом заметно увеличение содержания Sr с уменьшением отношения Mg/Ca , т.е. в чистых известняках стронция больше, чем в доломитистых разностях. Изотопный состав углерода карбонатов нарынской свиты варьирует в положительной области от +0.2 до +2.9‰ с двумя экскурсами в отрицательные значения: в нижней части разреза до -1.5‰, в верхней – до -1.7‰. Значение $\delta^{18}O$ изменяется от 20.3 до 27.1‰, в среднем составляет около 22-23 с постепенным ростом значений и небольшим падением в верхней части. На основе полученных аналитических данных были построены ковариационные диаграммы соотношений исследуемых элементов и изотопов. Зависимостей между значениями содержаниями Mn, Fe, Sr, Mg и Ca с одной стороны и изотопного состава углерода и кислорода, с другой, не отмечается. Это говорит о малой степени изменения карбонатных пород нарынской свиты и их пригодности для дальнейших хемотратиграфических построений. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных карбонатных породах нарынской свиты варьирует в интервале от 0.70778 – 0.70807. Сопоставление полученных данных с кривой вариаций изотопного состава стронция и углерода в позднекембрийском

океане [5, 6] показало, что их формирование происходило в венде. Изотопный состав стронция воды рифейского океана был ниже 0,7074, а карбонаты, отлагавшиеся в то время, характеризуются либо экстремально низкими, либо высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Существует мнение [2], что Сангиленский блок является составной частью Тувино-Монгольского микроконтинента, следовательно, они должны иметь единый шельф в венде, а осадочные карбонаты, накопившиеся на этом шельфе, будут иметь однотипные изотопные характеристики.

Чехол Тувино-Монгольского микроконтинента представлен мощным, до 3000 м, комплексом осадков, которые расчленяются на мурэнскую свиту, а также боксонскую и хубсугульскую серии. Данные осадки представлены известняками, доломитами с прослоями кремнистых пород. В составе боксонской и хубсугульской серий выделяют толщи фосфоритов, вплоть до образования крупных месторождений. В основании чехла находится мощный (до 100 м) горизонт микститов ледникового генезиса. Наиболее молодая популяция обломочных цирконов из этих тиллитов имеет U-Pb возраста менее 700 млн. лет [1], что указывает на его принадлежность к глобальному событию Марино. Изотопный состав стронция и углерода карбонатных пород варьирует в широком интервале: в вендской части разреза отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ растет от 0,7073 в приподошвенной части до 0,7082 на границе венда-кембрия, значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -5 до +9‰. Сопоставление изотопных характеристик разрезов осадочных карбонатов Сангиленского и Тувино-Монгольского блоков показывает, что при совпадении значений изотопного состава стронция пород нарынской свиты с отложениями мурэнской и забитской свит, наблюдается полное несоответствие по значениям $\delta^{13}\text{C}$. Таким образом, карбонатные породы Тувино-Монгольского микроконтинента и Сангиленского блока имеют разные изотопные характеристики. И, соответственно, не могли накапливаться в пределах единого палеошельфа. Исследования последних лет рифейских терригенных пород и гранитной гальки из базальных конгломератов кембрийских осадочных последовательностей Сангиленского блока [4] указывает на присутствие в основании блока собственного палеопротерозойского фундамента, в то время как фундамент Тувино-Монгольского блока имеет неоархейскую историю [1].

Из вышеприведенных фактов можно заключить, что географически сближенные в настоящее время вендские и венд-кембрийские осадочные последовательности Сангиленского и Тувино-Монгольского террейна, формировались в осадочных бассейнах различных тектонических блоков и были совмещены в более позднее время в результате аккреционно-коллизийных событий в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-05095 и гранта Президента РФ МК–6608.2015.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Караковский Е.А., Прошенкин А.И.** Вендские тиллиты Тувино-Монгольского микроконтинента: время образования, состав и возраст пород питающих провинций, корреляция // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015. Т. II. С. 63-66.
2. **Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И.** Возрастное ограничение образования тиллитов байконурской свиты (Улуту): данные U-Pb датирования детритовых цирконов методом LA ICP-MS и Sr- хемостратиграфии // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 27-30 октября 2015 г). Москва: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015. Т. II. С. 60-63.
3. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000. 2004. 192 с.
4. **Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Каныгина Н.А., Писарева Н.И., Караковский Е.А., Дмитриева Н.В.** Докембрийская осадочная летопись Сангиленского континентального блока: результаты

LA-ICP-MS датирования цирконов, Sr, С и Sm-Nd изотопных исследований // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы, 2015. СПб.: Springer. С. 163-165.

5. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research, 2010. V.182 (4). P. 337-350.

6. Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T. Pre-Sturtian (800-730Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: A chemostratigraphic approach // Precambrian Research, 2015. V. 261. P. 272-299.

ЗНАЧЕНИЕ ОБСТАНОВОК СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В ГЕОДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНОВ УРАЛО-ТИМАНО-ПАЛЕОАЗИАТСКОГО СЕКМЕНТА ЕВРАЗИИ

Волчек Е.Н., Коротеев В.А., Нечеухин В.М.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: volchek@igg.uran.ru

Урало-Тимано-Палеоазиатскому сегменту Евразии соответствует ареал сочленения Восточно-Европейского кратона с Тиманским и Уральским орогенами, а также примыкающей к ним с востока Западно-Сибирской плитой. Оба орогена отнесены к поясам, которые образуются при развитии океанических палеобассейнов [1]. Ведущими критериями такой принадлежности является участие в их сложении офиолитовых ассоциаций океанической палеокоры, а также энсиматических островодужных комплексов.

Соответственно, если по материалам реконструкций и составу офиолитовые ассоциации имеют признаки связи с обстановками океанического палеоспрединга, то островодужные комплексы характеризуются параметрами обстановок субдукции. При этом одну группу составляют накопления обстановок внутриокеанической субдукции с формированием энсиматических островодужных ассоциаций, которые характеризуются зональностью, выражающейся в смене комплексов с преобладанием базальтовых разностей на комплексы с увеличением доли средних и кислых горных пород. Другую группу образуют накопления обстановок субдукции окраинноконтинентальных условий, формирующие системы надсубдукционных энсиматических поясов. Пояса обладают заметной латеральной зональностью. Оба орогена несут признаки образования в пределах океанических палеобассейнов, ширина которых по косвенным данным оценивается не менее чем в 2,5 тыс. км.

Между тем, ширина образовавшихся из этих океанических палеобассейнов орогенов, располагающихся полосами по северо-восточной и восточной периферии Восточно-Европейского кратона, исчисляется первыми сотнями километров. Структурное становление этих орогенов, судя по материалам палеогеодинамических реконструкций и анализа их строения, происходит в условиях крупных горизонтальных перемещений океанических образований от внутренних частей палеобассейнов к их периферии при активном участии процессов аккреции и коллизии, а также взаимодействия литосферных плит и их аналогов, в частности взаимного скольжения. В итоге формируется иной, новый структурный каркас как Тиманского верхнепротерозойского орогена, так и каркас Уральского палеозойского орогена.

По материалам реконструкций в строении этих каркасов, интегрированных в сложении сегмента, можно выделить несколько типов коллизии и аккреции [2].

В частности, по особенностям строения и структурной роли выделяется как минимум два типа аккреции. К первому относится тип аккреции, при котором имеет место последовательное причленение отдельных геодинамических элементов и их фрагментов к литосферной массе кратона и его выступам. Границы причленения и взаимного сочленения при этом

представлены региональными аккреционными швами. В пределах Уральского орогена по такому механизму произошло причленение его островодужных элементов к Башкирскому и Кваркушскому выступам, а в Тиманском орогене к его периклиальной окраине. Другой тип аккреции проявляется при сучивании многопокровных структурных ансамблей, в которых палеоокеанические образования сочетаются с континентальными террейнами, образуя крупные тектонические блоки.

Коллизия также представлена несколькими типами, выполняющими разную структурную роль и имеющими разное структурное проявление. В первую очередь в строении характеризуемых орогенов выделяются шовные коллизионные структуры, которые отвечают межплитной, межорогенной и межзональной типам коллизии.

К образованиям межплитной коллизии отнесены образования зоны Трансуральского коллизионного шва, фиксирующего границу столкновения Восточно-Европейского кратона и литосферы палеозойского океана. В целом в зоне шва проявились интенсивные процессы тектонического сучивания главным образом океанической палеокоры, серпентинитового меланжа и протрузий, а также динамометаморфизма и структурных преобразований. Динамометаморфизм выражается в дроблении, катаклазе, рассланцевании, милонитизации, развитии будинажных структур и разнообразных надвиговых дислокаций. Особое место принадлежит глаукофан-сланцевому комплексу (комплексу «голубых сланцев»), который выделяется вдоль фронтальной части шва. Вместе с общими особенностями, строение Трансуральского коллизионного шва по простиранию характеризуется определенными отличиями как по своему строению и составу слагающих ассоциаций, так и соотношению шва с его фронтальной периферией. Это явилось основанием к выделению в пределах шва северного Полярного, среднего Среднеуральского и южного Южноуральского сегментов. Отличительные особенности строения выделенных сегментов, участие в их сложении ассоциаций разного состава и геологического возраста и ряд других особенностей позволяют предполагать, что отдельные сегменты формировались в качестве самостоятельных геодинамических элементов, а их объединение произошло на заключительных этапах формирования Уральского орогена, скорее всего в позднем палеозое.

Геодинамические ассоциации межорогенной коллизии выделяются в зоне сочленения Уральского орогена и Казахстанской орогенной системы, что характеризуется данными сейсмоструктурного профиля Уралсейс-95. Зона включает многочисленные структуры надвигов, сопровождаемые бластомилонитами и сланцами, а также интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитов. К другой зоне межорогенной коллизии относится граница сочленения Тиманского и Уральского орогенов в пределах Полярного Урала.

Как показывают реконструкции, коллизионные швы межплитной и межорогенной коллизии в своей фронтальной части несут черты, которые могут свидетельствовать о проявлении обстановок скольжения литосферных плит при их становлении. В частности, во фронтальной части межплитного Трансуральского шва кроме фрагментов зоны «голубых сланцев» устанавливаются цепочки кислых интрузий, узкая полоса зеленых сланцев и выполненные терригенными породами редкие депрессии. В Тиманском орогене сходную роль выполняют, по-видимому, пришовные интрузии. Для межорогенной коллизии проявление обстановок скольжения демонстрируют также магматические и метаморфические образования зоны сочленения Уральского орогена и Казахстанской орогенной системы.

Вместе с типами коллизии, которые связаны с шовными структурами, в сложении Уральского орогена участвуют образования коллизионных обстановок с площадным проявлением. Одновременно они сопровождаются системами коллизионных швов, геодинамика формирования которых связана с процессами движения и скольжения литосферных плит и их аналогов.

Таким аналогам могут отвечать композитные тектонические массы, формирующиеся в пост-субдукционный этап.

Прежде всего, к числу площадной относится тип коллизии, образования которой несут черты связи с процессами синсдвиговых растяжений (транстенсий) и сжатий (транспрессий). Как показывает моделирование таких обстановок и практические исследования, они возникают в условиях косоугольного столкновения блоков литосферы и сопровождаются, как правило, процессами магматизма и метаморфизма. Особенности этих обстановок является их приуроченность к зонам коллизионного сочленения литосферных блоков или их аккреционных ансамблей, признаки глубинного скупивания земной коры за счет интенсивной аккреции, наличие структурно-вещественных элементов растяжения или сжатия земной коры и ряд других особенностей. Характерной чертой магматизма этих обстановок является тесное сочетание толеитовых и субщелочных серий.

Геодинамические образования, которые несут параметры связи с синколлизионными процессами сдвиговых растяжений и сжатия, выделяются в пределах Уральско-Кавказского орогена. К значимому элементу этого типа коллизии отнесена Центрально-Магнитогорская мегазона на Южном Урале. Ее образование связывается со столкновением при косоугольной коллизии Восточного островодужного блока с Восточно-Уральским аккреционным блоком. Коллизия сопровождалась проявлением сдвигово-раздвиговых деформаций и формированием депрессий и региональных разломов. Это отразилось в строении мегазоны и составе слагающих ее комплексов. Вулканогенные накопления мегазоны локализованы в виде полос развития верхнедевонского базальтового и раннекаменноугольных трахириолит-базальтового и базальт-трахиандезит-трахириолитового комплексов, вместе с вулканомиктовыми песчаниками и известняками, выполняющими рифтогенно-грабеновую структуру растяжения. Присутствуют также граносиенитовые и монцогаббро-граносиенитовые интрузии. Также выявлено широкое развитие в основании раннекаменноугольных отложений систем кислых даек. Выявляется приуроченность даек и субвулканических тел трахитовых и трахириолитовых порфиров к разрывным нарушениям субмеридионального простирания, фиксирующих, по-видимому, структуры синколлизионного растяжения. В составе магматических комплексов сочетаются образования толеитовых, известково-щелочных и субщелочных комплексов, что характерно для синколлизионного растяжения. По рубидий-стронциевым отношениям вулканы попадают в поле зон с мощностями коры более 30 км. Можно полагать, что образование магматических комплексов мегазоны происходило в геодинамических обстановках растяжения и деструкции в зонах с достаточно мощной корой. Увеличение мощности коры связано, скорее всего, с процессами аккреционного скупивания.

Другая зона площадной коллизии имеет иное строение. Основание зоны, ограниченное системой швов и блоками террейнов древней континентальной коры, слагается интенсивно деформированными палеозойскими вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, массивами ультрабазитов. Основание осложнено тектоническими депрессиями, выполненными вулкано-интрузивными комплексами и многофазными интрузиями. Принадлежность вулканитов и интрузий к коллизионным образованиям подтверждается петрогеохимическими параметрами.

Процессы коллизии и аккреции могут в строении орогенов образовывать принципиально новые структурные формы, а также изменять положение и соотношения геологических комплексов. Такие изменения выявлены в строении Восточного сегмента Уральско-Кавказского орогена. Сегмент располагается в пределах восточной периферии орогена вдоль Адуйско-Мурзинского террейна, служащего блоком-стопером. Северо-западная часть сегмента представлена полосой океанических и островодужных комплексов, слагающих «ретрошарьяжную» систему покро-

вов, находящихся в обратной стратификации. Офиолиты и океанические базальты с кремнистыми сланцами ордовика слагают верхнюю часть разреза, а вулканиты дифференцированной серии девона с медноколчеданным оруденением образуют его нижнюю часть. Восточнее располагается в разной степени деформированный разрез вулcano-интрузивной серии с магнетит-скарновым оруденением. Сочленяются выделенные полосы по коллизионному шву. Сегмент по реконструкциям имеет сложную геодинамическую модель формирования с образованием структурной схемы, отвечающей этой модели.

Таким образом, в обстановках субдукции формируется основная часть вещественных образований орогенных поясов сегмента. В противоположность этому обстановки коллизии и аккреции, сопровождаемые процессами скольжения литосферных плит и их структурных аналогов, в том числе в форме композитной структурной массы, образуют новый структурный каркас этих поясов. Изучение соотношения этих процессов имеет большое теоретическое и практическое значение.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект № 15-18-5-20)

ЛИТЕРАТУРА

1. Нечеухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург. 2009. 156 с.
2. Нечеухин В.М., Волчек Е.Н. Типы аккреционных и коллизионных процессов в орогенных системах Тимано-Уральского сегмента Евразии // Литосфера. 2012. № 4. С. 78-90.

ДИСЛОКАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ О. ЦУСИМА

Голозубов В.В.¹, Йокояма К.², Касаткин С.А.¹

¹ *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, 690022, Россия.
e-mail: golozubov@fegi.ru*

² *Музей природы и науки, г. Сукуба, Япония*

Остров Цусима располагается в приосевой части одноименного пролива, он сильно вытянут в ССВ направлении и имеет протяженность около 75 км при ширине 10-18 км (рис. 1). В структурном отношении остров представляет собой выведенный на поверхность фрагмент кайнозойской Цусимской глубоководной котловины (грабена), располагающейся в южной части Японского моря и характеризующейся, в отличие от окружающих блоков, океаническим типом коры [1]. Западный борт Цусимского грабена образован архейским массивом Ренгнам, обнажающемся на юго-восточном окончании Корейского полуострова и прилегающем к нему шельфе, перекрытым нижнемеловыми терригенными отложениями бассейна Кенсан и верхнемеловыми вулканитами. Восточный борт грабена, частично обнажающийся в юго-западной части острова Хонсю и на о. Кюсю, образован террейнами – фрагментами верхнепалеозойских и мезозойских аккреционных комплексов, перекрытых кайнозойскими континентальными угленосными отложениями и вулканитами.

Остров Цусима образован нижнемиоценовыми (17-15 млн. л.н.) терригенными, в значительно меньшей мере – вулканогенными отложениями (туфами кислого состава) общей мощностью до 5400 м, объединенными в группу Тайшу [8, 9]. Несмотря на относительно молодой возраст, эти отложения характеризуются довольно высокой степенью литификации и в этом отношении мало отличаются от пород, например, раннего мела Сихотэ-Алиня. Породы смяты в складки СВ простирания, содержат силлы, реже дайки гипабисальных магматитов кислого, реже среднего и основного составов. В южной части острова осадочные отложения прорваны гранитными интрузиями с обширным ореолом ороговикования, возраст которых – около

15 млн. лет.[12]. Бассейн, в котором накапливалась серия Тайшу, занимал, по-видимому, всю площадь Цусимской котловины, а выведенный на поверхность участок отвечает одному из ее депоцентров.

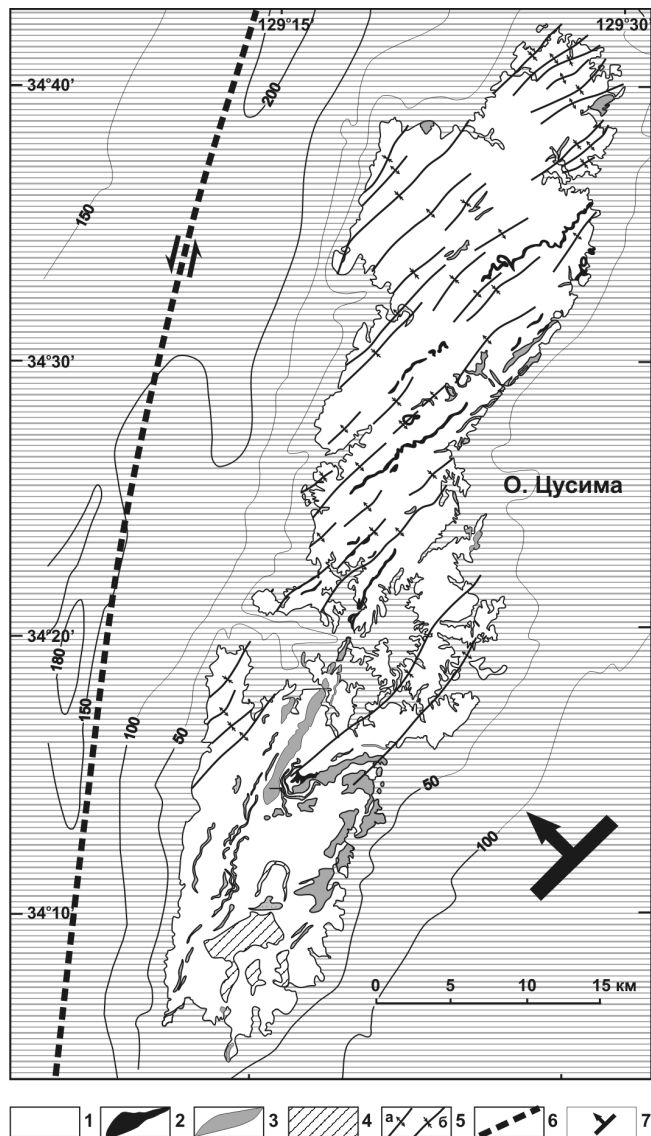


Рис. 1. Геолого-структурная схема о. Цусима (по [8]).

1 – нижнемиоценовые терригенные отложения группы Тайшу; 2 – горизонты туфов дацитов; 3 – силлы и дайки долеритов, дацитов и риолитов; 4 – граниты; 5 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 – предполагаемое расположение одной из ветвей Цусимского разлома; 7 – направление регионального сжатия.

В результате предшествующих исследований установлено, что фаза заполнения нижнемиоценового палеобассейна происходила, как и во всех впадинах Японского моря в обстановке СВ регионального сжатия в рамках модели формирования структур растяжения на сочленении двух несоосных праводвиговых систем разломов – Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской [4, 6]. Седиментация характеризуется супервысокой скоростью – обнажающиеся на острове слои мощностью 5400 м накопились, по данным цирконометрии, за период около 2 млн. лет [9]. Обнаруженные ранее остатки эоценовых радиолярий [7] и фораминифер [11] являются, по-видимому, перетолженными [9]. Как показали наши исследования, в составе разреза чередуются осадки подножий континентального склона (глинистые породы, флиш с резким преобладанием глинистых пород) и песчаные осадки, накопившихся в

обстановках дельт [8] и присутствующие в составе оползневых пластин, подстилаемых зонами расланцевания и глинисто-глыбовыми горизонтами. Процентное соотношение автохтонного и аллохтонного материала в разрезе определить трудно, но очевидно, что первичная последовательность напластования при изобилии оползней является нарушенной. Значительная интенсивность конседиментационной сейсмоструктоники подчеркивают, кроме того, часто наблюдаемые складки подводного оползания, а также песчаные дайки [2], ориентированные поперек слоистости вмещающих пород.

Фаза складкообразования происходила в очень короткое время – в пределах 1 млн. лет. Верхнее ограничение возраста определяется цирконовыми датировками гранитов (около 15 млн. л.н.), внедрившихся в складки и образующих массив на юге острова [11]. Складкообразование и сопутствующие левостдвиговые перемещения по Цусимской системе разломов ССВ простираения происходили при региональном сжатии, ориентированном с ЮВ на СЗ [4]. Начало деформаций происходило, таким образом, после переориентировки полей сжатия и смены направления перемещений (с правостороннего на левостороннее) вдоль Цусимской

системы разломов. Следует отметить, что это сжатие, казалось бы, противоречит данным о том, что временем 15 млн. л.н. датируется главная фаза раскрытия Японского моря, то есть обстановки растяжения [10]. Дело, по-видимому, в том, что это сжатие является локальным и связано с реализацией вращения по часовой стрелке домена Юго-Западной Японии (что подтверждено палеомагнитными измерениями [10]) и перемещением юго-западного его окончания на север и северо-запад. Важно отметить, что и на северо-восточном окончании этого домена, вдоль системы разломов Фосса-Магна, в этот же период времени установлены также левосдвиговые перемещения.

Вопрос о том, с чем связано вращение домена Юго-Западной Японии по часовой стрелке, во многом остается неясным. Устоявшееся представление о том, что раскрытие Японского моря происходило в рамках моделей пассивного рифтогенеза (то есть, в обстановке простого растяжения, или растяжения, связанного со сдвиговыми перемещениями) не дает возможности для сколько-нибудь логичного объяснения вращения Юго-Западной Японии по часовой стрелке, которое явно накладывалось на относительно простую картину предшествующего рифтообразования. Возможной причиной структурной перестройки около 15 млн. л.н. представляется переход от пассивной фазы рифтообразования в активную, в течение которой в глубоководных котловинах происходило формирование зон локального спрединга близширотного простирания, обладающих дополнительным энергетическим потенциалом. Модели, демонстрирующие запуск механизма активного рифтогенеза после пассивной фазы, недавно продемонстрированы М.А. Гончаровым (МГУ, [3]), они, как нам представляется, вполне применимы для рассматриваемого случая. Давление, распространявшееся в обе стороны от осей спрединга, было ориентировано в меридиональном направлении, оно способствовало вращению по часовой стрелке линейно вытянутого и ориентированного в северо-восточном направлении фрагмента континентальной литосферы, каковым являлась Юго-Западная Япония (рис. 2). Некоторым подтверждением сказанному являются данные о необычно высоких температурах при выплавлении деплетированных базальтовых магм, излившихся в раннем и среднем миоцене на поверхность дна в котловине Хонсю, и, в целом, о горячей геотерме под этой котловиной в процессе раскрытия Японского моря [5].

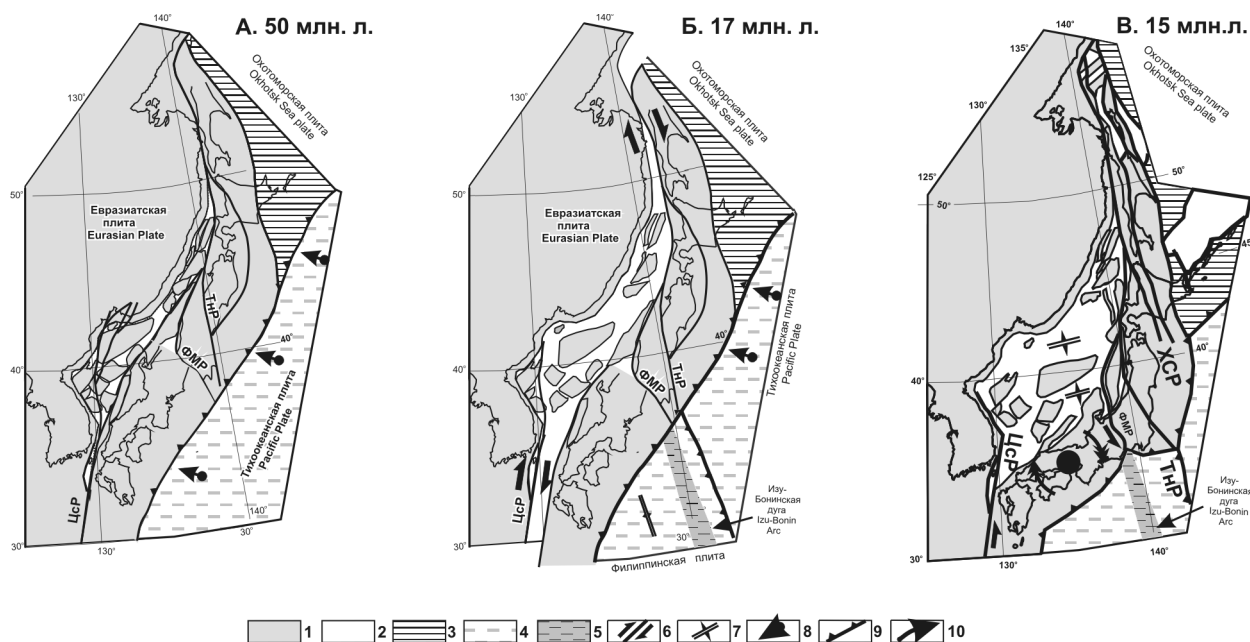


Рис. 2. Динамика раскрытия Японского моря.

1 – докайнозойские террейны; 2 – участки новообразованной океанической коры; 3 – Охотоморская плита; 4 – Тихоокеанская плита; 5 – осевая часть Изу-Бонинской плиты; 6 – направления перемещений по сдвигам; 7 – оси активного спрединга; 8 – направления перемещений Тихоокеанской плиты; 9 – зоны субдукции; 10 – направления вращения блока Юго-Западной Японии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенов И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Г., Терехов Е.П., Цой И.Б. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 140 с.
2. Браччини Э., Бур В., Херст Э., Хуус М., Вигорито М. и Темплтон Г. Песчаные кластические интрузии. // Нефтегазовое обозрение, 2008. Т. 19. № 2. С. 38-57.
3. Гончаров М. А. Пассивный и активный рифтогенез: не противопоставление, а эволюционный переход от одного к другому // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 2011. С. 54-57.
4. Fabbri, O., Charvet, J., and Fournier, M. Alternate senses of displacement along the Tsushima fault system during the Neogene based on fracture analyses near the western margin of the Japan Sea. // Tectonophysics, 1996. Vol. 257, pp. 275-295.
5. Hirahara Y., Kimura J.-I., Senda R., Miyazaki T., Kawabata H., Takahashi T., Chang, Q., Vaglarov B, Sato T., and Kodaira S. Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components. // Geochem. Geophys. Geosyst., 16, 2015, pp.1324-1347.
6. Lallemand S. and Jolivet L. Japan Sea: A pull-apart basin. // Earth Planet. Sci. Lett., 76, 1985, pp. 375-389.
7. Nakajo, T., Funakawa, T. Eocene radiolarians from the Lower Formation of the Taishu Group. // Jour. Geol. Soc. Japan, 1996. Vol. 102, pp. 751-754 (in Japanese).
8. Nakajo T., Yamaguchi Yu., Kamatsubara J., and Obtake S. Sedimentation and tectonics of the Tertiary delta and basin successions in the Tsushima Islands off northwestern Kyushu, Japan. Field Excursion Guidebook for 17th International Sedimentological Congress. Fukuoka, 2006. 12 p.
9. Ninomia, T., Shimoyama, S., Watanabe, K., Horie, K., Dunkley, D., and Shiraishi, K. Age of the Taishu Group, southwestern Japan and implications for the origin and evolution of the Japan Sea. // Island Arc, 2014. Vol. 23, pp. 206-220.
10. Otofujii Y., Matsuda T. and Nohda S. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc. // Nature 317, 1985, pp. 603-604.
11. Sakai, H. and Nishi, H. Geologic ages of the Taishu Group and Katsumoto Formation in the Tsushima and Iki islands, off northwest Kyushu on the basis of planktonic foraminifers // Jour. Geol. Soc. Japan, 1990. Vol. 96, pp. 389-392.
12. Shin, K. Geochemical Study of the Back Arc Tsushima Granite Pluton and Its Comparison to the Other Middle Miocene Granites in Southwest Japan. Thesis (Ph. D. in Science). University of Tsukuba (Japan), (A), no. 4673, 2008. 3.25. 2008. 118 p.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ СЕЙСМИЧНЫХ И АСЕЙСМИЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ИХ ЗОН ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОСТОКА РОССИИ

Горнов П.Ю.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, gornov@itig.as.khb.ru

Нахождение связи сейсмичности с тепловым полям рассматривается во многих работах (Любимова, Моги, Гордиенко и др.). Обычно процесс сейсмотектонической активизации земной коры, обусловленный накоплением упругой энергии за счёт деформации горных пород, связывают с изменениями термодинамических и физико-химических полей в недрах Земли, что и предопределяет изменения пространственно-временной структуры теплового поля и температуры горных пород.

Изучаемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит Земли: Евразийской, Североамериканской, Тихоокеанской и плит меньшего порядка – Северо-Китайской, Охотоморской, Амурской и Берингоморской [2]. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку, высокую сейсмичность и большую неоднородность измеренных значений теплового потока (ТП).

Важнейшим индикатором границ плит является сейсмичность. Сейсмические пояса очерчивают границы литосферных плит. Байкало-Становой сейсмический пояс, протягиваю-

щийся от оз. Байкал к Удской губе Охотского моря, отделяет Евразийскую плиту от Амурской. За инструментальный период наблюдений здесь зарегистрировано свыше 30000 подземных толчков. Среди них крупные сейсмические катастрофы с интенсивностью в эпицентре 7–9 баллов. Арктико–Азиатский сейсмический пояс на Северо-Востоке России представлен широкой и протяженной полосой высокой сейсмичностью. Он прослеживается от юго–восточного окончания хребта Гаккеля через шельф моря Лаптевых, Хараулахскую сеймотектоническую зону к континентальным образованиям сеймотектонической зоны хр. Черского и выходит к Камандорским островам, разграничивая Северо-Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит на расстоянии более 8000 км, связывая между собой сейсмические зоны Арктики и Тихого океана. С начала наблюдений здесь зарегистрировано более 10000 местных землетрясений. Из них ряд событий относится к катастрофическим с магнитудой (M) 5÷7. Площадная высокая сейсмичность, отмеченная в северной части Охотоморской плиты, возможно, указывает на тройное сочленение плит (Евразийской, Северо–Американской и Охотоморской). Границам раздвижения плит свойственны мелкофокусные землетрясения, в очагах которых регистрируется растяжения поперёк простирания этих зон. Границы сближения плит отмечены поясами глубокофокусной сейсмичности с преобладанием компоненты сжатия по падению этих зон. Характер сейсмичности Северо–Восточного региона России в целом отражает особенности напряженного-деформируемого состояния на границах литосферных плит [3].

Берингоморскую плиту, как отдельную тектоническую структуру, выделяют [3, 4, 5]. Границы её проводят по поясам сейсмичности (рис. 1). Южная граница плиты совпадает с Алеутской островной дугой, включая полуостров Аляска, и маркируется не только высокой глубокофокусной сейсмичностью, но и действующими и голоценовыми вулканами. Её восточную границу связывают с зоной эпицентров землетрясений с магнитудой (M) >2, которая протягивается от Тихоокеанского побережья Аляски к северу и северо-западу в направлении полуострова Стюард. Далее очаги землетрясений фиксируются в Беринговом проливе и прослеживаются на Чукотском полуострове с $M \geq 4\div 5$. С запада граница плиты маркируется зоной слабых землетрясений в Анадырско-Корякском регионе через Анадырский залив, по Корякскому нагорью вдоль побережья Берингова моря к точке соединения сейсмоактивных зон Камчатки и Алеутских островов [4].

Охотоморская плита с востока граничит с крупнейшей Тихоокеанской плитой, с севера – Северо-Американской, с запада – Евразийской и на юго-западе – Амурской плитами. Эта плита окружена сейсмофокальными зонами, вулканическими и сейсмическими поясами. Восточная, северо–западная, северо–восточная и центральная части Охотоморья практически асейсмичны. Здесь зарегистрированы только отдельные мелко- и среднефокусные землетрясения с M до 5.5. Юг Охотского моря относится к зонам повышенной сейсмичности, особенно в районе Курильской островной дуги. От нее глубина очагов мелкофокусных (10-30 км) землетрясений с M более 6, увеличивается до 600÷700 км.

Японское море, также как и Охотское, расположено в переходной зоне от Евразийского континента к Тихому океану. Этот регион расположен в зоне сочленения Евразийской, Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской плит, что и предопределяет его тектоническую активность, сейсмичность, вулканизм и разнонаправленные значения ТП. Подавляющее количество землетрясений приурочено к восточной окраине Японских островов, образуя сейсмофокальную зону глубиной до 500 км с M землетрясений более 7.

Одним из вариантов проведения границы между Амурской и Северо-Китайской литосферными плитами является северный край Северо–Китайской платформы, характеризующаяся развитием различных типов взаимодействия плит: конвергентной, дивергентной, трансформной. Граница отделяет слабосейсмичную Амурскую плиту от высокосейсмич-

ной Северо-Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы, что может свидетельствовать о надвиговых процессах на северной границе платформы с её складчатым обрамлением [7].

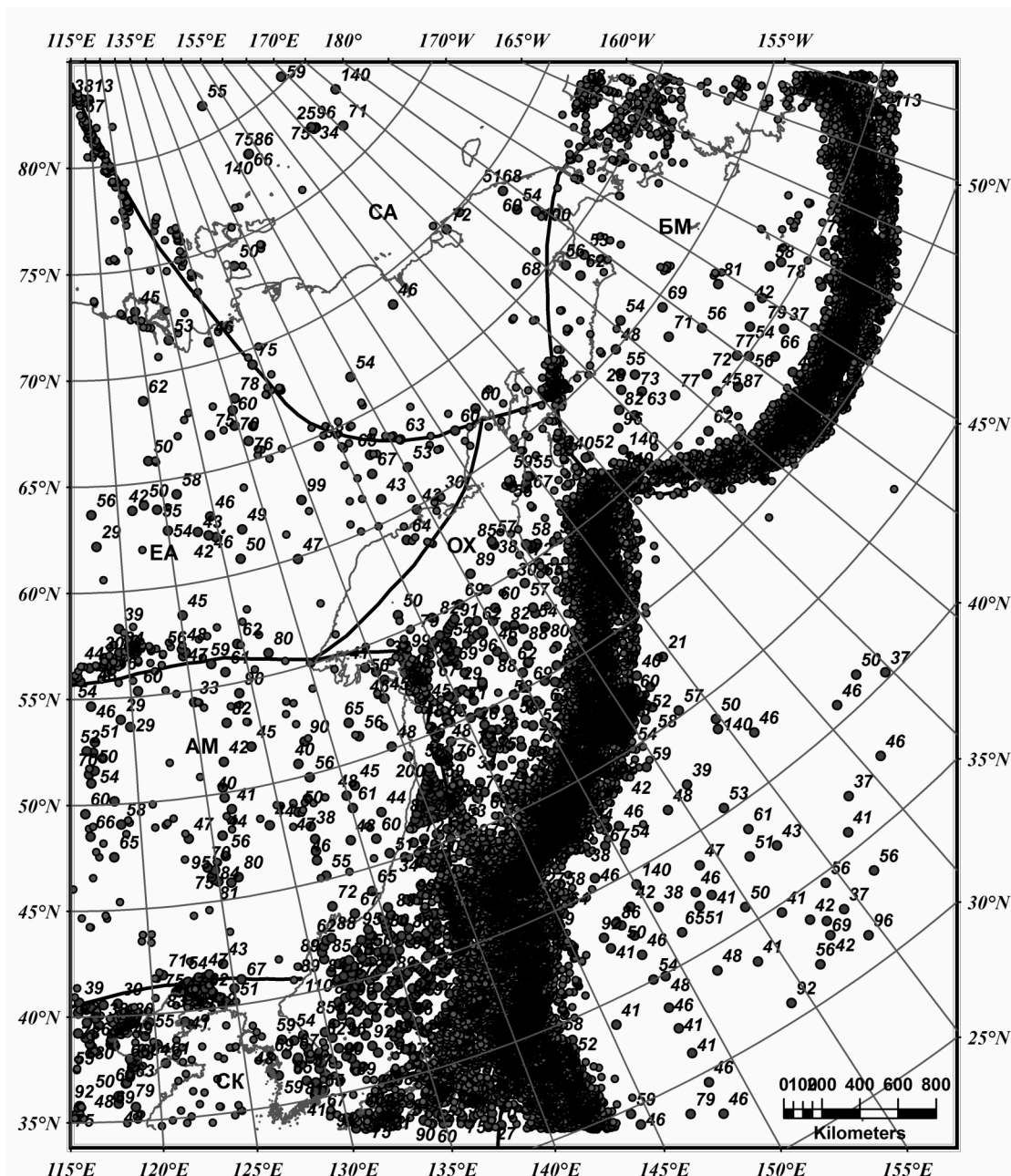


Рис. 1. Тепловое поле и сейсмичность востока России. Литосферные плиты: **СА** – Северо-Американская; **ЕА** – Евразийская; **АМ** – Амурская; **СК** – Северо-Китайская; **БМ** – Берингоморская; **ОХ** – Охотская.

● – пункты измерения теплового потока (мВт/м²). Исходные данные см. [1, 6].

Асейсмические структуры материковой части региона, а к ним относятся докембрийские блоки и массивы, палеозойско–кайнозойские орогенные пояса, обладают невысокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин ТП имеют небольшой разброс – 50÷70 мВт/м². Высокие величины ТП характерны для вулканогенных поясов 90÷200 мВт/м² и осадочных, в основном, нефтегазоносных бассейнов региона – 80÷90 мВт/м².

Тепловой поток окраинных морей высокий ($80\div 100$ мВт/м²) и имеет общую тенденцию: во впадинах и котловинах он значительно выше, чем на поднятиях. Среднее значения ТП Японского моря составляет 93 мВт/м². В крупных положительных аномалиях значения ТП достигают $100\div 150$ мВт/м², а в южной части Татарского пролива значения ТП превышают 100 мВт/м². Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина, ТИПРО, Курильской котловине (87 и более 100 мВт/м²). Центральное-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного значения ТП (60 мВт/м²). В районах Алеутской, Курило-Камчатской, Японской островных дуг, в окрестностях глубоководных желобов ТП понижен относительно среднеокеанического и значения его составляют $30\div 40$ мВт/м². В районах вулканических дуг значения ТП повышаются до $80\div 120$ мВт/м², а в зонах задугового спрединга (впадины Хонсю, Курильская, Алеутская котловина) ТП достигает аномально высоких значений $140\div 180$ мВт/м².

Заключение. Проведён анализ сейсмичности и теплового поля региона. Проходящие по континенту границы плит представляют собой «веер» границ, занимающий по ширине территорию до первых сотен километров. Землетрясения, зарегистрированные на границах литосферных плит, в основном расположены в пределах земной коры, мощность которой достигает 40 км. Максимальная зарегистрированная магнитуда землетрясений в этих районах достигала ≥ 7.0

Высокая сейсмичность зон взаимодействия литосферных плит характеризуется также повышенными и высокими значениями ТП $60\div 120$ мВт/м², которые в основном, приурочены к областям растяжения со сдвигом (хр. Гаккеля, Байкальский рифт, Татарский пролив). Несколько ниже значения ТП в областях сжатия, сдвиго-сжатия ($60\div 80$ мВт/м²). Примерами являются юго-восточная часть Байкало–Станового сейсмического пояса, область взаимодействия Амурской плиты с Северо-Китайской плитой.

Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. Таким образом, области взаимодействия литосферных плит региона характеризуются как высокой сейсмичностью, так и повышенными значениями теплового потока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горнов П. Ю. Геодинамическая обстановка и тепловое поле в зоне сочленения Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей (41-я сессия международного семинара им. Д.Г. Успенского), Екатеринбург. 2014. С. 84-86.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука. 1990. 662 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М. ГЕОС. 2000. 226 с.
4. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия?, Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М: Наука. 1994. С.103-122.
5. Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of Northeast Russia // Tectonophysics. 1998. V. 284. P. 283-297.
6. Word Date Center <http://www.wdcb.ru/sep/data.html/>
7. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhong et al. Metallogenic systems on the paleocontinental margin of the North China craton // Acta Geologica Sinica. 2004. V. 78. № 2. P. 592-603.

ОРОТУКАНО-БАЛЫГЫЧАНСКАЯ ЗОНА СУБДУКЦИИ – ПЕРЕДОВАЯ ЧАСТЬ ОХОТСКО-КОРЯКСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.

АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», ОАО «Росгеология», г. Новосибирск, geology@sniiggims.ru, goshco@mail.ru

Глубинное строение земной коры Охотско-Корякского орогенного пояса в настоящее время рождает немало вопросов. Сейсмические работы на северо-восточном участке опорного геофизического профиля 3-ДВ (2100 км-2920 км), выполненные в 2013 г., позволили получить разрез отраженных волн по методу общей глубинной точки (ОГТ) с изображением земной коры Охотоморской окраины Северо-Азиатского кратона. Разрез состоит из двух частей. Первый отрезок протяженностью 565 км пересекает осевую часть Инъяли-Дебинского синклинория, Среднеканскую ветвь и Оротукано-Балыгычанское поднятие. Второй отрезок протяженностью 255 км начинается у пос. Дукат и, следуя с севера на юг в меридиональном направлении, проходит по Сугойскому прогибу через структуры ОЧВП, заканчиваясь на берегу залива Шелихова Охотского моря (рис. 1).

Сейсмический разрез ОГТ и атрибутивный энергетический разрез, полученный специальной обработкой сейсмического разреза в программном комплексе StreamSDS [2], содержат информацию о строении земной коры до глубины 70 км (рис. 2). Энергетическое изображение коры более контрастно. Различие между насыщенными отраженной энергией областями разреза и прозрачными зонами с минимальной энергией дает возможность интерпретировать строение коры по этому признаку (рис. 2б). В сейсмических разрезах фиксируется значительная ширина Охотско-Корякского орогенного пояса (> 300 км). В пределах пояса на разрезах наблюдается двукратное погружение нижнего слоя коры в направлении с юго-востока на северо-запад, под Северо-Азиатский кратон (рис. 2).

Согласно схеме орогенных поясов (коллажей террейнов) Дальнего Востока России [3], начиная с позднего палеозоя (пермь) и до кайнозоя, Тихоокеанская окраина Северо-Азиатского кратона последовательно смещалась с северо-запада на юго-восток, образуя на окраине континента все более молодые орогенные пояса: Охотско-Корякский пояс (поздний палеозой – ранний мезозой), Корякский пояс (ранний мел), Сахалинско-Камчатский пояс (ранний кайнозой), пояс Восточных полуостровов Камчатки (поздний кайнозой).

На тектонической карте Дальнего Востока [3] Охотско-Корякский орогенный пояс в зоне расположения профиля 3-ДВ имеет значительную ширину и включает в себя Кони-Тайгоносскую островную дугу и Вилигинский задуговой бассейн (рис. 3). На карте показаны две внешние и внутренняя границы Охотско-Корякского пояса. Внешняя северная граница пояса проходит по Оротукано-Балыгычанскому поднятию на широте пос. Сеймчан. На тектонической карте она представлена надвигами с падением сместителя на юго-восток.

Положение линии надвигов на тектонической карте совпадает с пикетами 2560-2620 км сейсмического разреза, в пределах которых в верхней части коры выделяются надвиги той же вергентности (см. рис. 2). В нижней же части коры наблюдается противоположное (нисходящее) движение: изломы, расслоение и ссещуивание многочисленных пластин, срывы их в мантию в направлении с юго-востока на северо-запад. Таким образом, фиксируется обстановка континентальной субдукции инденторного стиля: нижняя, тяжелая кора переходного типа от океанического к континентальному [3,4] погружается в мантию, а верхняя, более легкая кора

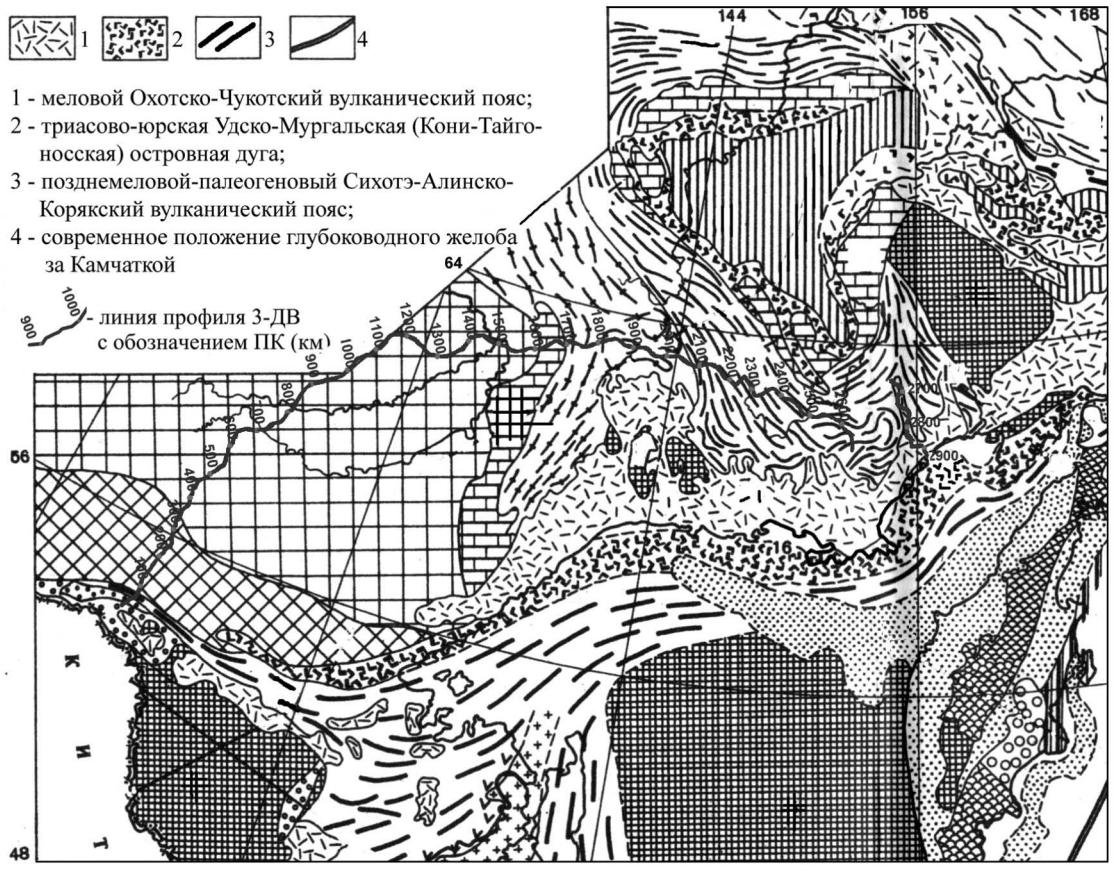


Рис. 1. Расположение опорного геофизического профиля 3-ДВ на тектонической схеме Северо-Востока Азии [1]

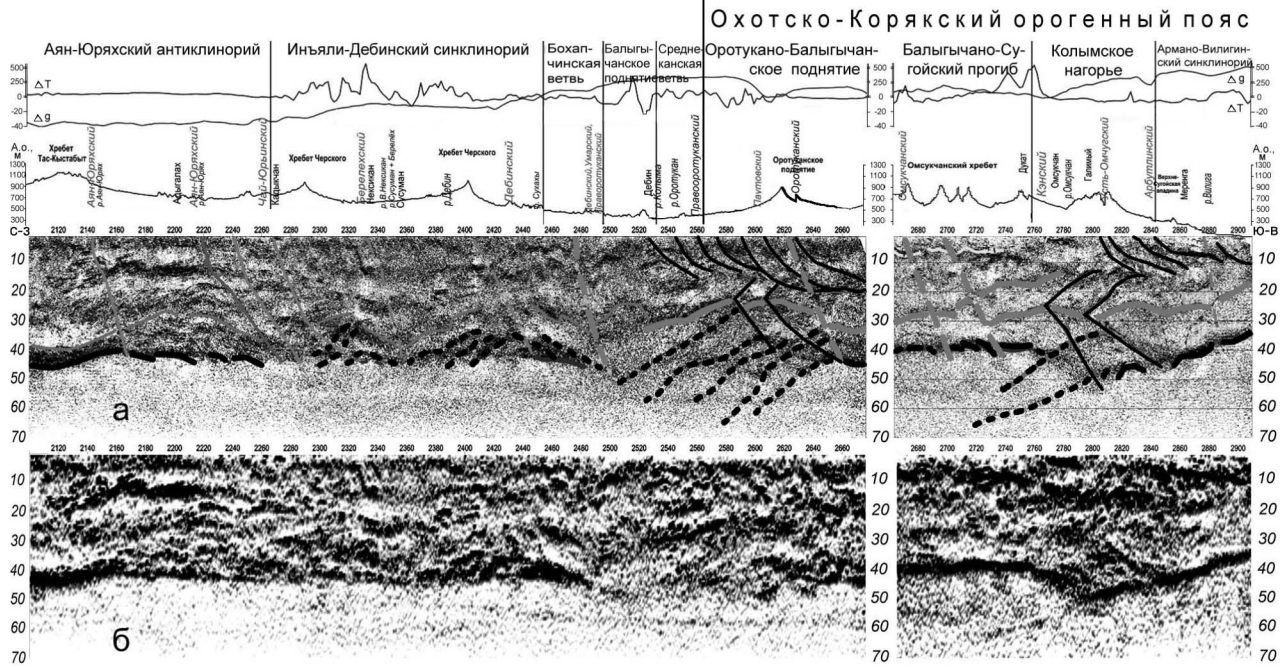


Рис. 2. Двукратное погружение нижнего слоя коры в мантию на сейсмических изображениях земной коры вдоль северо-восточного участка опорного профиля 3-ДВ: а) сейсмический разрез ОГТ; б) атрибутивный энергетический разрез

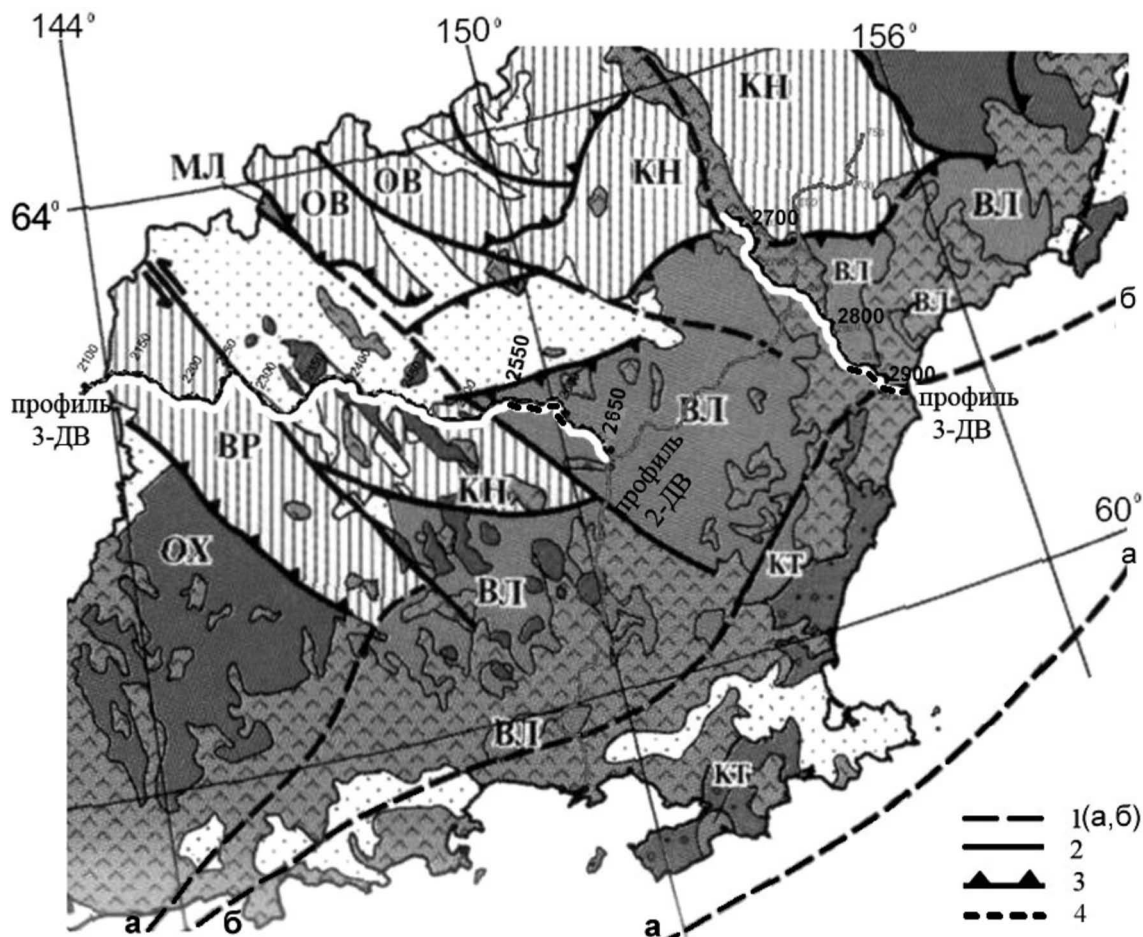


Рис. 3. Фрагмент тектонической карты Дальнего Востока России [3].

1-границы Охотско-Корякского пояса: а – внешние, б – внут-ренняя; 2 – разломы; 3 – надвиги; 4 – зоны суб-дукции на профиле. **ВЛ** – Вилигинская дуга и задуговый бассейн (PL_3 -J); **КТ** – Кони-Тайгоноская островная дуга (PL_3 - MZ_1); **ОХ** – Охотский кратонный террейн (AR-PR); **ВР** – Верхоянская пассивная окраина (R- MZ_1); **КН** – Куларо-Нерский турбидитовый бассейн (PZ_3 - MZ_1); **ОВ** – Омудевский континентальный склон и его подножие (PZ)

континентального типа под действием сопряженного надсубдукционного сжатия по надвигам поднимается к дневной поверхности.

В пределах Оротукано-Балыгычанского поднятия в контурах этих надсубдукционных разломов, наблюдаются положительные аномалии поля силы тяжести, обусловленные повышенной базификацией терригенных пород, а также изометричные небольшие отрицательные аномалии поля силы тяжести, фиксирующие присутствие вулканитов кислого состава. Этот комплекс явлений указывает на значительную проницаемость земной коры в районе Оротукано-Балыгычанского поднятия для основных флюидов мантийного происхождения, а также флюидов, обогащенных коровой составляющей.

Глубинное строение земной коры под Оротукано-Балыгычанским поднятием позволяет предположить существование в ней фронта субдукции Тихоокеанской коры под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона. Намеченное по линии профиля 3-ДВ положение этого фронта совпадает с северной границей Охотско-Корякского орогенного пояса на тектонической карте Дальнего Востока (см. рис. 3). Оротукано-Балыгычанская зона субдук-

ции и островная дуга занимают по отношению к Кони-Тайгоносской более северное положение. Вероятно, Оротукано-Балыгычанская зона имеет и более раннее время заложения в девоне-карбоне? (~350 млн. лет), чем Кони-Тайгоносская зона субдукции и островная дуга, датированная поздней пермью-триасом (~250 млн. лет) [3].

Первым событием в истории формирования Охотско-Корякского орогенного пояса, вероятно, было заложение в девоне-карбоне? (~350 млн. лет) его северной границы – Оротукано-Балыгычанской зоны субдукции. Второе событие произошло в пермо-триасе (~250 млн. лет), примерно через 100 млн. лет, когда зона субдукции переместилась на юг, от Оротукано-Балыгычанского положения к Кони-Тайгоносскому из-за присоединения к Северо-Азиатскому кратону Охотского и Омолонского блоков. Еще через 170 млн. лет, в позднем мелу (~80 млн. лет) состоялось третье событие, завершающее историю формирования Охотско-Корякского пояса. Приближение Центрально-Охотского поднятия (микроконтинентального блока в Охотском море) к Северо-Азиатскому кратону [4] вызвало повторное перемещение зоны субдукции на юг от Удско-Мургальской линии за восточное побережье Камчатки и Курильские острова.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Парфенов Л.М.** Континентальные окраины и островные дуги мезозой северо-востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
2. **Гошко Е.Ю. и др.** Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных» / Госуд. Реестр изобретений РФ, 10.05.2008 г.
3. **Геодинамика**, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
4. **Вержицкий Е.В., Кононов М.В.** Генезис литосферы северной части Мирового океана.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск,
e-mail: ivolga@itig.as.khb.ru, ymanilov@itig.as.khb.ru*

Введение. Изученная территория включает Охотоморскую и Япономорскую окраину Дальнего Востока. В тектоническом отношении – это область взаимодействия Евроазиатской, Амурской, Охотской, Тихоокеанской и Североамериканской плит. Центральное место занимает Охотская плита, поскольку она граничит со всеми указанными плитами [4]. Наиболее надежно картируется ее южная граница с Тихоокеанской плитой по Курило-Камчатскому сейсмическому поясу [1]. Северная граница с Северо-Американской и Евразийской плитами и восточная с Амурской, до сих пор являются предметом дискуссий, поскольку, они не имеют четкого контроля поясами землетрясений. Поэтому границы плит, взаимоотношение их структур в пограничной области являются предметом пристального интереса многих исследователей.

Цель настоящих исследований – изучить особенности распределения плотностных неоднородностей в области сочленения континентальных и морских тектонических структур.

Методика. В качестве исходной информации выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5000000, поскольку она равномерно покрывает всю площадь. Гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину и относительно надежно блоковую делимость литосферы, где межблоковые границы достаточно контрастно проявлены [2]. Для этого использован комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад – 3D» [3], который позволяет строить плотностные -3D модели. По результатам обра-

ботки исходной информации поля построена плотностная модель для всего региона и более детальные уточняющие модели для отдельных территорий.

Результаты. На рис.1 представлена плотностная модель всей изученной территории до глубины 270 км. Все разрезы по глубине делятся на две части: более расчлененную верхнюю часть разреза и менее расчлененную нижнюю. Исходя из глубины этой границы, можно предположить, что она соответствует нижней границе литосферы. Наиболее мощная литосфера наблюдается на профиле 1 в пределах Сибирской платформы и Охотского массива (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) и на профиле 4 в пределах Буреинского массива. Минимальная – в океане, в пределах Курило-Камчатского желоба и Дерюгинской впадины. Начиная с 4-го профиля, четко прослеживается уменьшение мощности литосферы от континента в акваторию моря. На втором и третьем профиле региональный тренд мощности литосферы остается на уровне и на континенте и на море.

Анализируя полученные результаты можно выделить следующие основные плотностные особенности территории.

1. По морфологии распределения плотностных неоднородностей в разрезах можно выделить следующие типы: горизонтально-слоистое распределение – характерно для древних метаморфогенных структур; мозаичное – характерно для палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых систем; наличие дискордантных основному разрезу блоков (структур) повышенной или пониженной плотности, которые мы склонны считать мантийными диапирами; наличие региональных хорошо выраженных литосферных структур синклинального типа в пределах центральной части Охотского моря; горизонтально-дискордантное распределение плотностных аномалий характерно для разрезов океанического типа.

2. На континенте на границах разновозрастных структур выявлено наличие мантийных диапировых структур повышенной плотности: Сибирская платформа – Южно-Верхоянская зона (профиль 100); Южно-Верхоянская зона – Охотский массив (профиль 0,100); Становая ГЗО – Монголо – Охотская складчатая область, Олюторско – Западно-Камчатский прогиб – Центрально-Камчатский вулканоген (профиль 200); Сихотэ-Алинский орогенный пояс – Буреинский массив (профиль 300).

3. Мантийные структуры повышенной плотности характерны и для окраинных Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонических поясов. Особенно четко такая структура прослеживается под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом, где она отмечена на 4-х профилях 500-200. Начало ее на Северном Сахалине, где ее небольшое ответвление уходит на континент и заканчивается в Татарском проливе вдоль Южного Приморья. Параллельная указанной, но несколько короче картируется такая структура на профиле 300-400 от поднятия Полевой до Ребун-Монеронского поднятия на юге Сахалина, где она расчленена на два рукава – поднятия Западного и Восточного Сахалина. Можно предположить, что такие структуры повышенной плотности сформировались в результате сжатия в процессе коллизионных процессов.

4. В пределах морских разрезов выделяются дискордантные мантийные структуры пониженной плотности. На поверхности они соотносятся с морскими рифтогенными впадинами: Шантарский шельф (профиль 100), Дерюгинская впадина (профиль 200), прогиб Терпения (профиль 400), Курило-Камчатский желоб (профиль 400-500), Татарский пролив и впадина Японского моря (профиль 500-300), юго-восточная часть о-ва Хоккайдо. Многими исследователями они связываются с процессами растяжения, с внедрением астеносферы в литосферу, отмечается их большая роль в формировании месторождений углеводородов [6].

5. Однако не все впадины морей контролируются мантийными разуплотненными структурами. Западно-Камчатский и Южно-Охотский прогибы, прогиб Голицына, контролируются высокоплотной мантией, что говорит о том, что их генезис отличен от выше указанных.

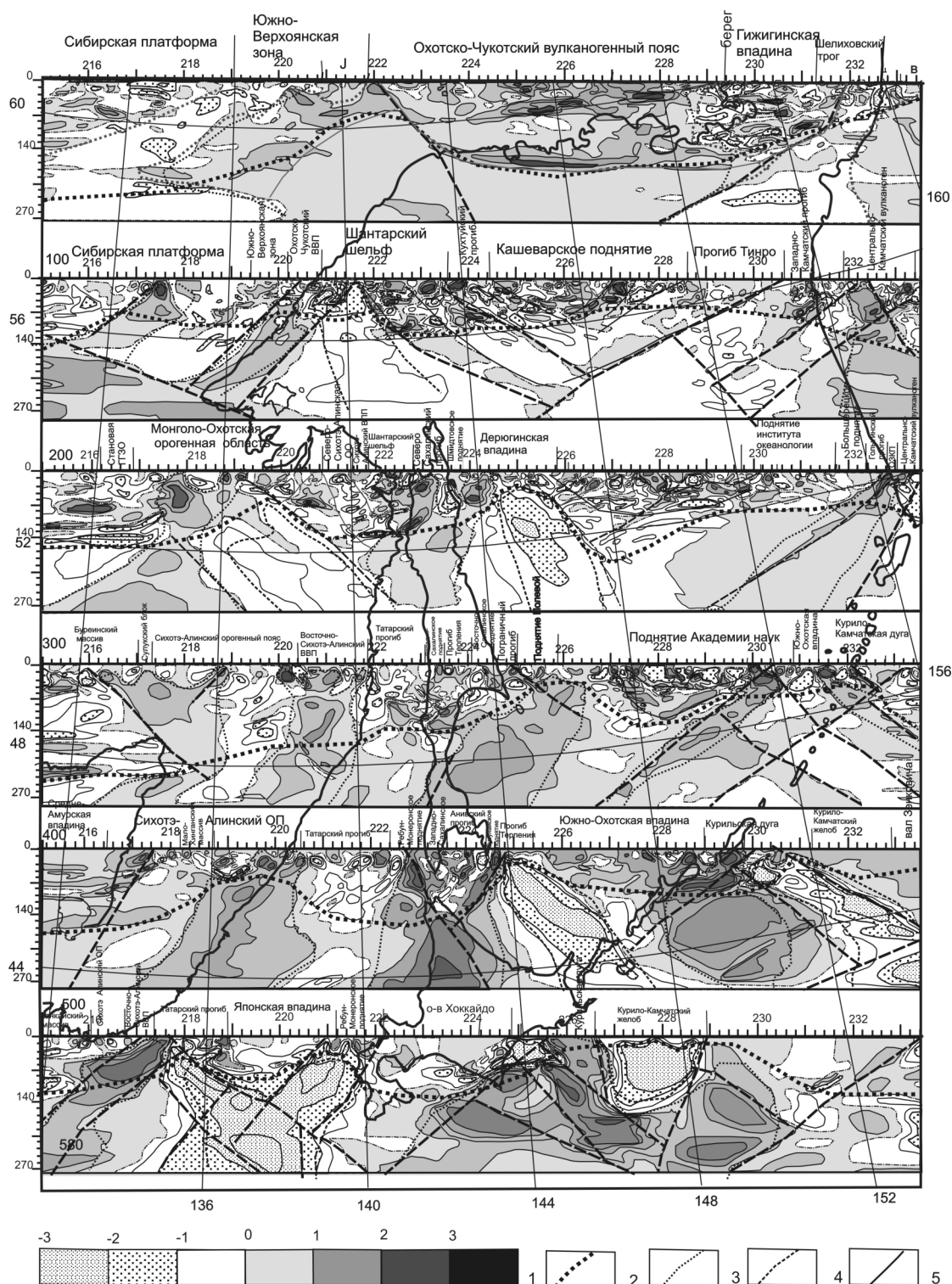


Рис.1. Плотностные неоднородности литосферы области сочленения континент – океан юга Дальнего Востока России.

1 – шкала раскраски избыточной плотности на плотностных разрезах; 2 – граница расчлененных локальных плотностных аномалий верхней части разрезов предполагаемая граница подошвы литосферы (литосферные структуры синклинального типа); 3 – блоки повышенной плотности литосферы и мантии, продуцирующие мантийные диапиры; 4 – дискордантные блоки пониженной плотности; 5 – элементы слоистости в структурах синклинального типа.

Для Южно-Охотского прогиба такое повышение вызвано, скорее всего, гравитационным эффектом уплотнённой субдукцирующей плиты. А сама Южно-Охотская котловина раскрывалась путем наращивания новообразованной коры по механизму спрединга в процессе смещения зоны субдукции по модели «roll back», т.е. «откат назад» [5].

6. На профиле 100, 200, 300 выделяется литосферная синклиналильная структура, со сложным распределением плотностных неоднородностей, вероятно, отражающим более ранние тектонические процессы в пределах Охотской плиты. На поверхности ей соответствуют поднятия кайнозойского рельефа, которые образовались уже в период кайнозойского рифтогенеза.

Таким образом, выполненные работы позволили выделить особенности выраженности в гравитационном поле разных тектонических структур, что дает возможность в последующем понять механизмы их образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Злобин Т.К.** Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ. 2002. 98 с.
2. **Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.** Разрывная тектоника области сочленения континент-океан юга Российской части Восточной Азии. / Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф.: сб. докладов в 2-томах. -Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. 2014. Т. 1. С. 21-25.
3. **Никитин А.А., А.В. Петров.** Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
4. **Объяснительная записка к тектонической карте** Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М. (Отв. редакторы Н.А.Богданов, В.Е.Хаин). Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М. 2000. 193 с.
5. **Сеначин В.Н.** Аномалии «свободной поверхности мантии» Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 5. С. 50-65.
6. **Харахинов В.В.** Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир. 2010. 276 с.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ САМАРГИНО-СОВГАВАНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Каплун В.Б., Бронников А.К.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
kaplun@itig.as.khb.ru*

Для изучения глубинного строения Самаргино-Совгаванской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (ВСАВП), расположенной в северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), были проведены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в широком диапазоне периодов от 10^{-4} до 10^3 секунд в 14 пунктах, расположенных на профиле, проходящего вкост простирания пояса. Профиль начинается в 8 км к юго-западу от п. Ванино и протягивается на 100 км вглубь континента.

В результате анализа результатов МТЗ было выявлено необычное поведение амплитудных кривых. Суть этого явления заключается в том, что вследствие значительной разницы электрических сопротивлений горных пород континента и морской воды, достигающей трех-четырёх порядков, появляется сильная магнитотеллурическая аномалия, которая приводит к искажению амплитудных кривых МТЗ. Эта аномалия получила название «береговой эффект». На амплитудных кривых МТЗ этот эффект проявляется значительным расхождением поперечной кривой, полученной при измерениях электрического поля перпендикулярно береговой линии, от продольной кривой, полученной при измерениях электрического поля вдоль береговой линии, и достигающего нескольких порядков в области длинных периодов свыше 1000 с. Действие эффекта уменьшается с удалением от береговой линии и при увеличении частоты

электромагнитного поля, но его воздействие может сказываться на расстоянии до нескольких сотен километров и зависит от параметров геоэлектрического разреза. Анализ кривых, полученных в результате полевых измерений, показывает, что они не подвержены влиянию берегового эффекта в диапазоне зарегистрированных периодов, т.е. на них не наблюдается значительного расхождения продольной и поперечной кривых даже на пунктах зондирования, расположенных в 10 км от береговой линии. Продольная и поперечная кривые (рис.1) имеют близкую друг другу форму и почти совпадают по уровню сопротивлений. Исходя из этого, можно сделать вывод, что подобное явление связано с глубинным строением района исследований, которое приводит к компенсации берегового эффекта. Для выяснения причин влияющих на поведение полевых кривых нами было проведено численное трехмерное моделирование (3D) с использованием программы ModEM [6]

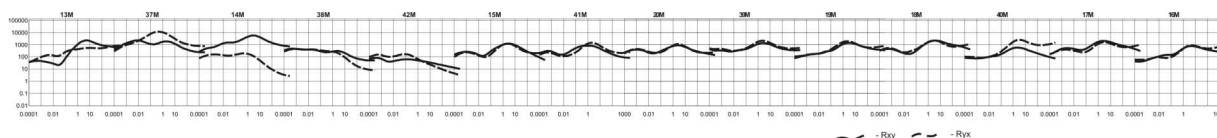


Рис.1. Амплитудные кривые магнитотеллурических зондирований профиля исследований. Rxy – меридиональная кривая, Ryx – широтная кривая.

Для исходного расчета были взяты результаты обобщения материалов МТЗ по Дальневосточному региону [2] с привлечением новых результатов о геоэлектрическом строении сопредельных территорий [3] и данные по геотраверсу [4]. Континентальная часть геоэлектрического разреза имела горизонтально-слоистое строение со следующими параметрами: первый слой мощностью 0.5 км, сопротивлением 500 Ом·м, второй слой – 30 км и 1000 Ом·м, третий слой – 10 км и 100 Ом·м, четвертый слой – 80 км и 500 Ом·м, пятый слой 300 км и 10 Ом·м. Морская часть разреза состояла из первого слоя морской воды мощностью 0.5 км и сопротивлением 0.4 Ом·м, второго слоя – 0.5 км и 10 Ом·м, третьего слоя – переменной мощностью от 30 до 15 км и сопротивлением 300 Ом·м, четвертого слоя – переменной мощностью от 10 до 3 км и сопротивлением 35 Ом·м, пятого слоя - переменной мощностью от 80 до 40 км и сопротивлением 150 Ом·м, шестого слоя переменной мощностью от 300 до 500 км и сопротивлением 10 Ом·м. В модели предполагалось уменьшение мощности земной коры, уменьшение её электрического сопротивления и подъем более проводящих слоев верхней мантии к земной поверхности при переходе от континента к морю. Расчеты прямой задачи показали, что хотя геоэлектрическая модель континентальной части достаточно хорошо согласуется с полевыми кривыми, но не позволяет скомпенсировать влияние берегового эффекта. В результате уточнения исходной модели, особенно её морской части, и с использованием результатов инверсии полевых данных, был построен геоэлектрический разрез (рис.2), который удовлетворял поведению практических кривых.

Результирующий геоэлектрический разрез характеризуется следующими параметрами. Земная кора под континентом и Татарским проливом имеет мощность 30 км и электрическое сопротивление 5-10 тыс. Ом·м. Между континентальной и морской частями земной коры предполагается наличие блока пониженного сопротивления 400 Ом·м. Вверху континентальной коры располагается осадочный слой мощностью до 500 м и сопротивлением 300-500 Ом·м. Основным фактором, влияющим на ослабление берегового эффекта, является наличие блока высокого сопротивления 10 тыс. Ом·м в верхней части земной коры, отделяющий море от континентальных осадков.

Высокое сопротивление земной коры Татарского пролива согласуется с результатами интерпретации магнитовариационных данных выполненных по профилю начинающегося на

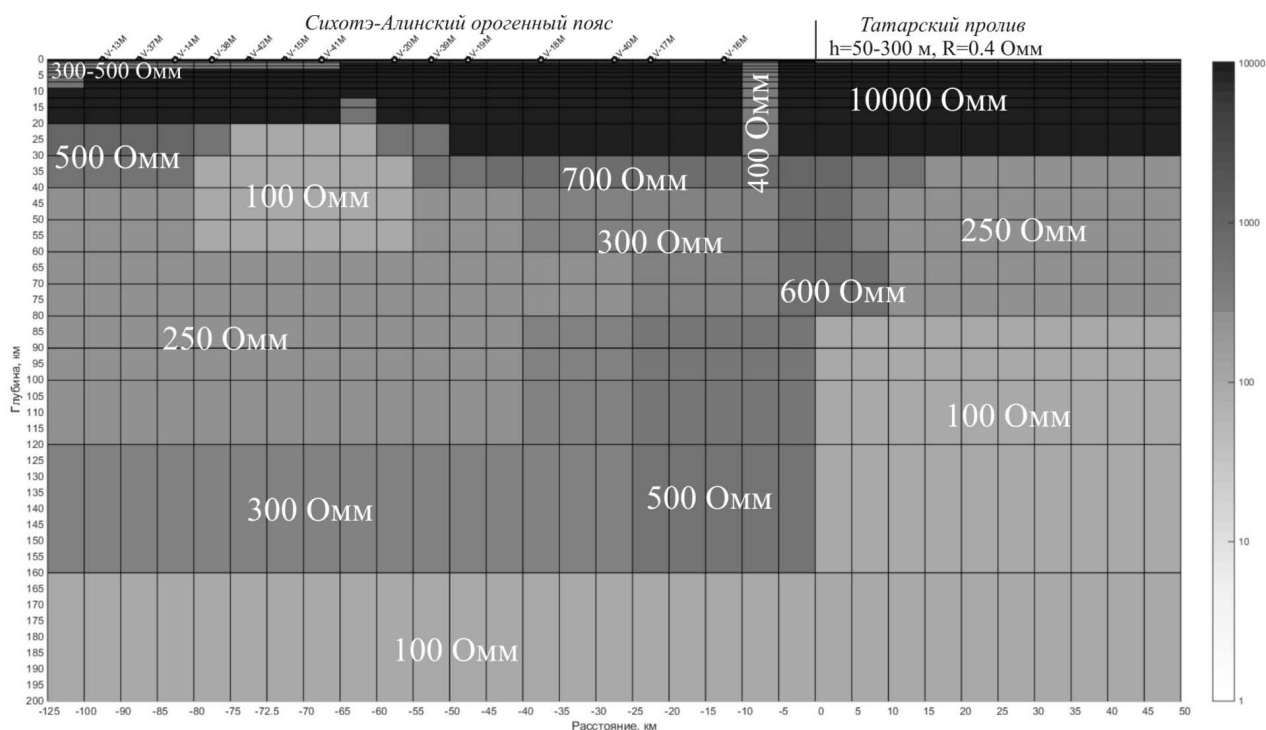


Рис. 2. Геоэлектрический разрез литосферы Самаргино-Совгаванской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса и Татарского пролива по результатам интерпретации полевых данных МТЗ и численного трехмерного моделирования.

Вверху показано расположение пунктов наблюдения и их номера. Цифры на разрезе – удельное электрическое сопротивление в Ом·м.

континенте, пересекающего Татарский пролив, о. Сахалин, Охотское море, Курильские о-ва и Курило-Камчатский глубоководный желоб [1]. Результаты моделирования допускают уменьшение мощности земной коры под Татарским проливом до 20 км при увеличении её электрического сопротивления до 40 тыс. Ом·м.

Верхняя мантия под Татарским проливом характеризуется более низкими электрическими сопротивлениями по сравнению с континентом. Здесь отмечается подъем астеносферного слоя сопротивлением 100 Ом·м до глубины 80 км.

Характерной особенностью геоэлектрического разреза является наличие слоя повышенного сопротивления 300-400 Ом·м и мощностью 20-30 км достаточно круто опускающегося от подошвы земной коры в районе береговой линии на глубину 120 км в сторону континента, разделяющего слой пониженного сопротивления 100-250 Ом·м, лежащего в основании земной коры, на континентальную и морскую части.

Исходя из результатов полевых исследований методом МТЗ и численного 3D моделирования, можно сделать следующие выводы:

- 1 – земная кора Татарского пролива близка по своим характеристикам континентальной;
- 2 – верхняя мантия Татарского пролива характеризуется подъемом астеносферного слоя до глубины 80 км;
- 3 – переход континент-Татарский пролив выделяется слоем повышенного сопротивления в верхней мантии, круто опускающегося от подошвы земной коры в районе береговой линии на глубину 120 км в сторону континента и являющегося следствием напряженно-деформированного состояния литосферы на границе Амурской и Охотоморской литосферных плит [5];

4. компенсация «берегового эффекта» происходит вследствие высокого электрического сопротивления пород верхней прибрежной десятикилометровой зоны и земной коры под проливом и на континенте.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-17-00015.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жданов М.С., Бердичевский М.Н., Файнберг Э.Б., Шнеер В.С., Абрамова Л.М., Варенцов И.М., Жданова О.Н., Нечаева Г.П., Светов Б.С., Яковлев А.В. Исследование магнитовариационных аномалий в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. – В сб. Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях. Сборник ИЗМИРАН. М. 1983. С. 8-15.
2. Каплун В.Б. Структура литосферы Дальневосточного региона по данным МТЗ // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: IV Косыгинские чтения, 21-23 января 2003, г. Хабаровск / Под. ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2003. 372 с. Хабаровск. 2003. С. 153-163
3. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 54-64.
4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филагова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ Серия Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45-58.
5. Шевченко Б.Ф. Напряжения в литосфере и рифтогенез восточной части Амурской плиты // Физика геосфер: материалы восьмого Всероссийского симпозиума, 2-4 сентября 2013 г., г. Владивосток. Владивосток. ТОИ ДВО РАН. 2013. С. 378-382.
6. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014. V. 66. P. 40-53.

МЕЛОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ - ПРЕДШЕСТВЕННИКИ КАЙНОЗОЙСКОЙ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ (ЗОНА ДАЛАТ, ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Касаткин С.А.¹, Фать Ф.-В.², Ань Л.-Д.², Голозубов В.В.¹

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, 690022, Россия.
e-mail: kasatkin04@hotmail.com

² Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской Академии Наук и Технологий,
г. Ханой, Вьетнам.
e-mail: pvphach@yahoo.com

Индо-Евразийская коллизия, начавшаяся в палеогене и продолжающаяся до настоящего времени, коренным образом изменила облик юго-востока Азии, затмив, тем самым, не менее важные события прошлых геологических эпох. Конвергентное взаимодействие Индийской и Евразийской плит привело к формированию таких грандиозных горных сооружений как Тибет и Гималаи, образованию сети крупных разломов, вдоль которых блоки земной коры сместились на сотни километров. Наиболее ярким примером дизъюнктивных структур этого времени является система разломов Красной Реки (СРКР), разделяющая Южно-Китайский и Индосинийский блоки (рис. 1А). Она прослежена в юго-восточном направлении от Тибета до побережья Южно-Китайского моря на расстояние около 1000 км. Установлено, что в олигоцене-раннем миоцене (32-16 млн. лет) вдоль СРКР произошли левосторонние смещения [3, 6 и др.] с амплитудами, по некоторым оценкам, в 500 и более км [3], сопровождавшиеся разворотом Индо-Синийского блока по часовой стрелке [7 и др.].

Предшествовала Индо-Евразийской коллизии меловая тектоно-магматическая активность в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Вдоль восточной окраины

Азии (рис. 1А) она сопровождалась региональной складчатостью, глобальными левосдвиговыми дислокациями по системам ССВ разломов и формированием магматических комплексов. От непосредственной границы с океаном, системы левосторонних сдвигов, прослеживаются на континенте на расстояние до 400 км. Они представляют Восточно-Азиатскую Глобальную Сдвиговую Зону (ВАГСЗ) [1], в составе которой различают (с севера на юг): Сихотэ-Алинский орогенный пояс, Окчхонский складчатый пояс, вулcano-плутонический пояс юго-восточного Китая (рис. 1А). На региональных тектонических схемах достоверно установленные сдвиги прослежены на юг вдоль восточноазиатской окраины только до СРКР [5 и др.]. Исключение составляет работа [2], в которой показано предполагаемое продолжение ВАГСЗ на юго-востоке Вьетнама. Однако эти построения были сделаны без учёта значительных левосторонних смещений вдоль СРКР.

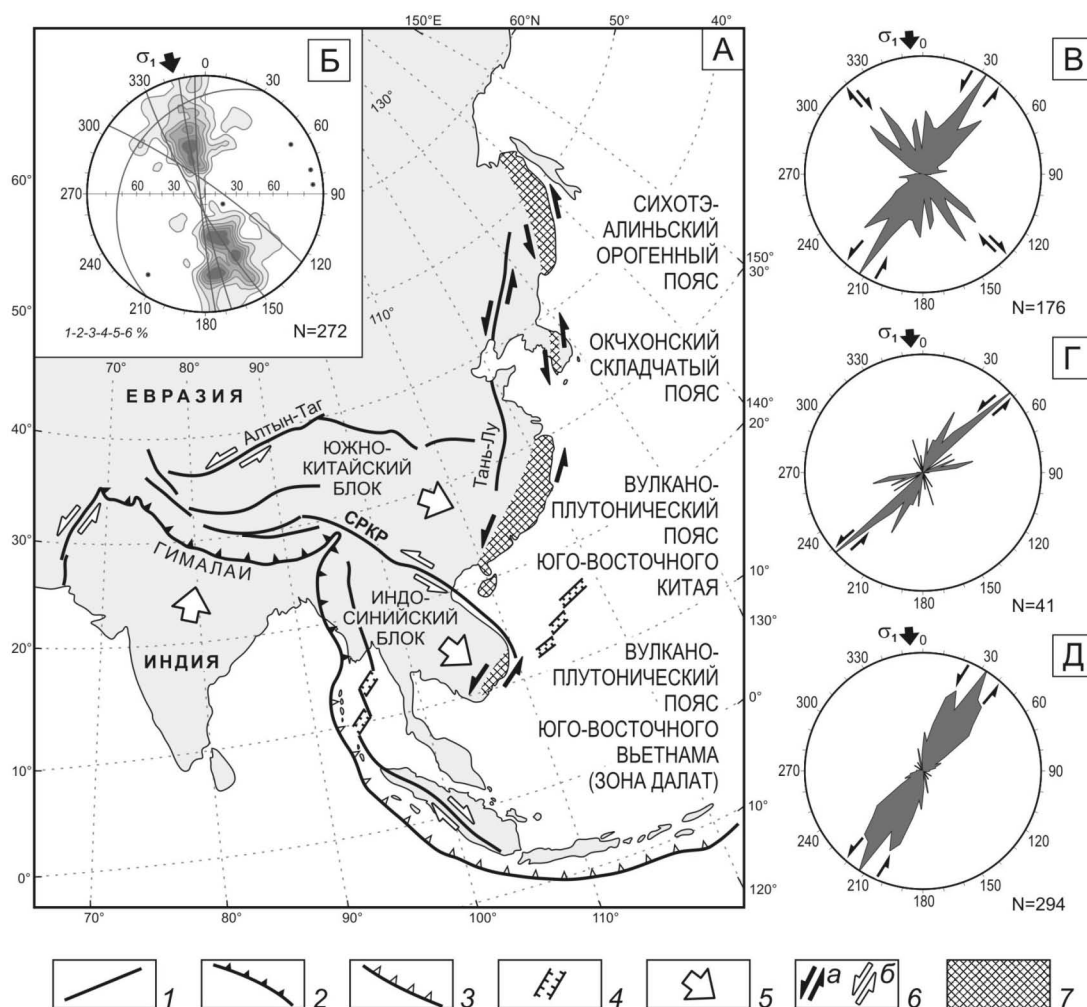


Рис. 1. Геодинамическая схема взаимоотношений меловых левосдвиговых дислокаций вдоль восточной окраины Азии и кайнозойских дислокаций Индо-Евразийской коллизии (А, по [6], адаптировано) с диаграммами структурных элементов зоны Далат (Б-Д).

Б – диаграмма слоистости юрских осадочных отложений (в проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности полюсов слоистости через 1%; экваторы поясов (дуги больших кругов) и их оси (точки)); розы-диаграммы простираций: В – даек аплита, Г – кварцевых жил, Д – даек основного состава; σ_1 – ориентировка сжатия; N – количество замеров.

1 – главные тектонические нарушения; 2-4 – зоны: континентальной коллизии (2), субдукции (3), спрединга (4); 5 – направления смещения блоков под действием Индо-Евразийской коллизии; 6 – направления смещения вдоль систем разломов и сдвиговых зон: в период меловых (а) и кайнозойских (б) дислокаций; 7 – пояса меловой тектоно-магматической активности; СРКР – система разломов Красной Реки.

В пределах мелового вулканоплутонического пояса на юго-востоке Вьетнама авторами проведено изучение особенностей докайнозойских тектонических дислокаций с выявлением полей палеонапряжений и построением палинспастических реконструкций. Этот пояс выделяется вьетнамскими коллегами как «зона Далат» [4]. Значительную часть зоны занимают выходы интрузий меловых гранитоидов, внедрившиеся в юрские осадочные образования. Наиболее широко распространены гранитоиды трех комплексов: Динкуан, Деока и Кана. Интрузивы рассеяны преимущественно дайками основного состава, реже дайками аплитов и кварцевыми жилами.

Изучение стиля деформаций юрских осадочных образований, показало, в целом, их выдержанное ВСВ простираие (см. рис. 1Б). Об этом свидетельствуют пояса с пологим погружением осей ($\Phi\Phi 5-10^\circ$, аз. погр. $240-265^\circ$), объединяющие на диаграмме (рис. 1Б) 5% максимумы. Отсюда следует, что складчатые деформации зоны Далат сформированы под действием ССЗ ($330-355^\circ$) поля напряжений.

Особое внимание уделялось морфологии, ориентировке и пространственно-временным взаимоотношениям инъекционных структур.

Дайки аплита представлены сериями двух основных направлений: СВ ($30-40^\circ$) и СЗ ($310-330^\circ$) (рис. 1В). Морфология даек СВ простираия с оперяющими субмеридиональными апофизами указывает на их формирование в условиях левосдвиговых дислокаций под действием ССЗ (355°) сжатия (см. рис. 1В). В этом случае, дайки СЗ направления, находящиеся в парагенетической взаимосвязи с СВ, вероятно, приурочены к сопряженным правым сдвигам.

Кварцевые тела имеют преимущественно СВ ($30-50^\circ$) простираие (рис. 1Г) проявлены в виде маломощных (1-2 см) прожилков, зачастую образуя структуры левоступенчатого смыкания с увеличением мощности при отклонении к ССВ. Это указывает на их принадлежность к левым сдвигам формировавшихся под действием ССЗ (355°) сжатия (см. рис. 1Г).

Дайки основного состава широко распространены в виде прямолинейных структур преимущественно СВ ($20-40^\circ$) простираия (рис. 1Д) при средней мощности от 0,5 до 2 метров. Иногда они наследуют СВ направление даек аплита, образуя структуры «дайка в дайке». В то же время при отклонении простираия к ССВ наблюдается увеличение их мощности до нескольких метров, что возможно только при левостороннем смещении под действием ССЗ (355°) сжатия (см. рис. 1Д).

Результаты статистического анализа складчатости юрских терригенных отложений и меловых инъекционных структур в совокупности с полевыми наблюдениями авторов свидетельствуют, что вулканоплутонический пояс юго-восточного Вьетнама (зона Далат) формировался в условиях доминирующих левосдвиговых дислокаций СВ простираия под действием субмеридионального сжатия. Учитывая смещение в кайнозое Индо-Синийского блока в юго-восточном направлении вдоль СРКР более чем на 500 км, можно рассматривать зону Далат в качестве южного фланга ВАГСЗ, характеризующейся тектоно-магматической активностью в меловое время. Таким образом, протяженность ВАГСЗ на юг, согласно нашим построениям, увеличивается почти на 1000 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400-403.
2. Уткин В.П., Нгуен Чонг Ием, Хо Дак Хоай и др. Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 12-23.
3. Leloup Ph.H., Lacassin R., Tapponnier P., Schärer U., Dalai Zh., Xiaohan L., Liangshang Zh., Shaocheng Ji, Trinh Ph. T. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. // Tectonophysics. 1995. V. 251. P. 3-84.

4. Nguyen T.T.B., Satir M., Siebel W., Chen F. Granitoids in the Dalat zone, southern Vietnam: age constraints on magmatism and regional geological implications // Int. J. Earth Sci. 2004. 93. P. 329-340.
5. The Tancheng-Lujiang wrench fault system // Xu J. (ed.) John Wiley and Sons, 1993. 253 p.
6. Tapponier P., Peltzer G., Armijo R., Le Dain A.Y., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. // Geology, 1982. V. 10. P. 611-616.
7. Van Hinsbergen D.J.J., Kapp P., Dupont-Nivet G., Lippert P.C., DeCelles P.G., Torsvik T.H. Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of Greater India // Tectonics, 2011. V. 30. TC5003. doi:10.1029/2011TC002908.

ГЕОХИМИЯ КРЕМНЕЙ ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ: ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ И МАСШТАБ СУБДУЦИРОВАННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Кемкин И.В.^{1,2}, Кемкина Р.А.²

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: kemkin@fegi.ru*

²*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

В результате субдукции океанической коры под континент или островную дугу и частичной аккреции фрагментов ее осадочного чехла в основании континентального или островодужного склона формируется комплекс сложнодислоцированных и многократно тектонически счешуенных осадочных образований, именуемый аккреционной призмой. Важным аргументом субдукционного механизма формирования аккреционных призм является присутствие в отдельных тектонических чешуях (слайсах) фрагментов первичного разреза осадочного чехла океанической коры, так называемых Oceanic Plate Stratigraphy Sequences (OPSS). Они сложены в нижней части пелагическими (кремневыми и карбонатными) образованиями, переходящими выше по разрезу в гемипелагические (кремнисто-глинистые) отложения, которые далее сменяются терригенными породами приконтинентальной области седиментации. В ходе дрейфа океанической плиты от зоны спрединга до зоны субдукции она пересекает на своем пути разные фациальные зоны, что отражается в разрезе ее осадочного чехла постепенной сменой пелагических отложений гемипелагическими и, далее, терригенными. Зная возраст пород в таких кремнисто-терригенных последовательностях, можно определить местоположение соответствующих им участков океанической плиты в пределах океанического бассейна в конкретный отрезок времени. Однако, этой информации не достаточно, чтобы определить протяженность океанического бассейна и, соответственно, размер субдуцированной океанической коры.

За 40 лет геохимических исследований по характеру распределения химических элементов в водах и донных осадках Мирового океана накоплен огромный материал, позволивший разработать ряд геохимических критериев для реконструкции различных фациальных обстановок океанической седиментации. Эти исследования открывают новые возможности для палеогеографических, палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций, в особенности для регионов со сложным гетерогенным строением. Реконструкция местоположения в пределах океанической плиты фрагментов OPSS, установленных в призме, на основе геохимических характеристик слагающих их пород в совокупности с данными об их возрасте и времени аккреции позволяет рассчитать, с определенной долей условности, размер океанического бассейна и оценить масштаб субдуцированной океанической плиты. С этой целью было проведено геохимическое изучение поздне триасовых кремней из тектоно-стратиграфических комплексов (фрагментов OPSS) Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы. Поздне триасовый интервал кремневых разрезов выбран не случайно. В данный отрезок геологического времени восточный край Палеоазиатского континента представлял собой пассивную окраину, восточнее которой располагалась Палеотихоокеанская (Изанаги) плита. В начале юры, в виду смены

геодинамической обстановки, вдоль восточной окраины Палеоазиатского континента сформировалась конвергентная граница. В течение юры в результате субдукции Палеотихоокеанской плиты под Палеоазиатский континент к его восточной окраине были последовательно аккрецированы разновозрастные (т.е. разноудаленные от срединного хребта) фрагменты ее осадочного чехла, интерпретируемые ныне как юрская аккреционная призма. В южном Сихотэ-Алине юрская призма представлена Самаркинским террейном, строение которого характеризуется как пакет сложнодислоцированных разновозрастных тектоно-седиментационных комплексов. Каждый комплекс состоит из многократно чередующихся тектонических пластин, где пластины терригенных пород (песчаники и алевролиты) «переслаиваются» с пластинами и чешуями плитчатых кремней, кремнистых аргиллитов, хаотических образований (субдукционный меланж) и, в меньшей мере, базальтов и габбро-гипербазитов. В составе террейна выделено пять таких последовательных (от верхнего структурного уровня к нижнему) комплексов (Себучарский, Амба-Матайский, Саратовский, Бреевский и Катенский), которые отражают историю процесса субдукции и частичной аккреции Палеотихоокеанской плиты. Следовательно, определив местоположение поздне триасовой части кремневых разрезов каждого тектоно-стратиграфического комплекса в пределах еще не субдуцированной Палеотихоокеанской плиты и рассчитав расстояния между ними, можно, с определенной долей условности, охарактеризовать масштаб субдуцированной океанической плиты и оценить мощность приращенной в результате этих процессов континентальной коры.

Уточнение фациальных обстановок накопления кремней выполнено на основе анализа распределения в них как петрогенных окислов, так и микро- и редкоземельных элементов. Диаграммы отношений петрохимических модулей ($Al_2O_3/Al_2O_3 + Fe_2O_3$, MnO/TiO_2 , Fe_2O_3/TiO_2 , $Fe_2O_3/100 - SiO_2$, $Al_2O_3/100 - SiO_2$) показывают, что кремни накапливались в пределах всей площади пелагиали. Амба-Матайским кремням соответствовал участок, примыкающий к переходной зоне от пелагиали к приконтинентальной области, кремням Саратовского и частично Бреевского комплексов – собственно пелагиали, а для части кремней Бреевского и для кремней Катенского комплексов реконструируется переходная зона от пелагиали к околосрединговой области и околосрединговая область соответственно. Расположение фигуративных точек части кремней Бреевского и кремней Катенского комплексов в околосрединговой зоне обусловлено относительно высоким содержанием в них Fe_2O_3 , что, связано, вероятно, с интенсивным влиянием на процесс кремненакопления гидротермальных металлоносных растворов. На диаграмме отношения MnO/TiO_2 фигуративные точки большей части кремней расположены в поле пелагической области седиментации, хотя три пробы легли в поле приконтинентальной области, но по причине не высоких содержаний TiO_2 , а очень низких концентрации MnO (сотые процента), что связано, вероятно, с небольшой мобильностью Mn в ходе диагенеза.

Анализ содержаний микроэлементов показывает, что количества Zr , Rb , Hf , Th и Cr , присутствие которых в донных осадках обусловлено привнесением терригенных обломков тяжелых минералов, в разы (от 2 до 10) меньше, чем в усредненном постархейском сланце, что свидетельствует о накоплении кремней на значительном удалении от терригенных источников. Напротив, содержания Pb , Cu , Ni , поступление в осадок которых в большей мере обусловлено влиянием гидротермальных металлоносных растворов, практически сопоставимы и, даже, заметно превышают значения среднего постархейского сланца. Для ряда элементов отмечается закономерное изменение их количеств (увеличение либо уменьшение) от верхнего структурного уровня к нижнему. Например, значения Zr и Rb уменьшаются в ряду Амба-Матайский комплекс – Катенский комплекс от 50.12 и 43.70, соответственно, до 15.24 и 4.32 ppm, свидетельствуя о том, что Катенские кремни накапливались значительно дальше в пелагиали, чем Амба-Матайские. Содержания Pb и Ni , наоборот, плавно увеличиваются в этом направлении от

7.18 и 24.28, соответственно, до 33.27 и 53.24 ppm, указывая на то, что Амба-Матайские кремни накапливались на более значительном расстоянии от спредингового хребта, чем Катенские. Рассчитанные величины отношений Ti/V и V/Y для кремней всех комплексов располагаются в интервале $\geq 7 - \leq 40$ и ≥ 2 соответственно, что также указывает на накопление их в пелагиали.

Рассчитанные величины Ce/Ce* для поздне триасовых кремней находятся в пределах 0.75-0.88, что однозначно свидетельствует о накоплении их в пелагиале. При этом отмечается постепенное уменьшение величины цериевой аномалии от Амба-Матайского комплекса к Катенскому, что указывает на несколько бóльшую удаленность последнего от континента. На дискриминационной диаграмме $La_n/Ce_n - Al_2O_3/Al_2O_3+Fe_2O_3$, разработанной для идентификации седиментационных обстановок кремней Францисканского комплекса, фигуративные точки исследуемых кремней также расположились в области пелагической седиментации. Аналогичный вывод демонстрируют и рассчитанные значения нормированного к NASC (североамериканский композитный сланец) отношения Lu_n/La_n , величина которого для осадков пелагической области находится в интервале 0.37-0.87.

Результаты геохимического изучения кремней Самаркинского террейна убедительно свидетельствуют о накоплении их в пелагической области, но на разных расстояниях от спредингового хребта. Самым удаленным от хребта был Амба-Матайский участок Палеотихоокеанской плиты, вторым – Саратовский, третьим – Бреевский, а ближе всех располагался участок, где накапливались Катенские кремни. Этот вывод полностью согласуется с данными по строению Самаркинского террейна и временем аккреции каждого комплекса. Первым субдуцируется и аккретируется участок океанической плиты наиболее удаленный от центра спрединга. Далее под него последовательно аккретируются более молодые участки, формируя, таким образом, пакет тектоно-стратиграфических слайсов.

Имея убедительные данные о фациальных обстановках накопления поздне триасовых кремней, а также данные о времени аккреции различных тектоно-седиментационных комплексов и рассчитанные скорости движения палеоокеанической плиты, можно, с определенной долей условности, определить размеры палеоокеанического бассейна и оценить масштаб аккретированной Палеотихоокеанской плиты к восточной окраине Палеоазиатского континента в ходе ее юрской субдукции.

Многочисленные данные по распределению и составу донных осадков Мирового океана, обобщенные в классических работах А.П. Лисицына в виде карт типов донных осадков, схем абсолютных масс, схем распределения мощности осадочного слоя и т.п., показывают, что бóльшая часть терригенного материала (чуть более 92%) осаждается в пределах подводных окраин континентов. Порядка 8% вещества суши в виде тонкого (пелитового) материала проникает в периферические зоны океана, где формирует смешанные терригенно-биогенные типы осадков. Ширина зоны терригенных осадков значительно варьирует, что связано с темпами поступления обломочного материала, которые обусловлены климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностями, и изменяется от 500 км в аридных зонах до 1500 км в приполярных районах (за счет ледового разноса). В умеренных и экваториальной гумидных зонах ширина зоны терригенного седиментогенеза распространяется в среднем на 1000 км от берега.

Согласно литолого-биостратиграфическим данным, Амба-Матайский комплекс, представляющий собой самый удаленный от спредингового хребта фрагмент осадочного чехла Палеотихоокеанской плиты, сложен ранне-позднепермскими и триасовыми (от оленекского до норийского яруса) кремнями, поздне норийско-раннетоарскими глинистыми кремнями, ранне-среднетоарскими кремнистыми аргиллитами, поздне тоарско-ааленскими аргиллитами и алевроаргиллитами и сменяющими их вверх по разрезу байос-батскими алевролитами и

песчаниками. Эти данные показывают, что рассматриваемый участок Палеотихоокеанской плиты подошел к зоне терригенной седиментации (~ 1000 км от палеоконтинента) где-то 182-181 млн. лет назад (ранний тоар, время начала накопления кремнистых аргиллитов, пород состоящих на 60% и более из глинистых терригенных минералов, 10-15% алевритовых частиц и до 25% раковин радиолярий). К желобу, где осуществляется преимущественно терригенная седиментация (в верхней части океанического склона аргиллиты, а в нижней – алевролиты и песчаники), данный участок подошел примерно 175-174 млн. лет назад (поздний тоар). Т.е. расстояние в 870-900 км (1000 км минус 75 км средняя ширина шельфов и минус 60 км средняя ширина желобов) данный участок шел 7 млн. лет. Следовательно, скорость движения Палеотихоокеанской плиты в интервале времени ранний-поздний тоар составляла 12-13 см в год. Если допустить, что в предшествующие тоарскому времени раннеюрские века скорость движения плиты была сопоставима, а согласно данным Маруяма в ранней юре скорость плиты Изанаги (Палеотихоокеанская) составляла 11 см в год, то за 20 млн. лет (с момента возникновения конвергентной границы и по достижению Амба-Матайского участка зоны терригенной седиментации) данный участок океанической плиты прошел еще порядка 2600 км. Т.е. в поздне-триасовое время Амба-Матайский участок отстоял от желоба примерно на 3500 км.

Саратовский комплекс, соответствующий участку Палеотихоокеанской плиты, который располагался дальше в пелагиаль, включает позднепермские, триасовые и плинсбах-тоарские кремни, аален-раннебайосские кремнистые аргиллиты, среднебайосско-позднебатские аргиллиты и алевроаргиллиты и бат-келловейские алевролиты, сменяющиеся песчаниками. К зоне терригенной седиментации, согласно данным по возрасту пород, этот участок океанической плиты подошел около 175-174 млн. лет назад (поздний тоар), т.е. на 7 млн. лет позже Амба-Матайского участка. При скорости движения плиты 12-13 см в год Саратовский участок преодолел порядка 900 км, т.е. он отстоял от первого участка примерно на 900 км, а от желоба, где он впоследствии был субдуцирован и аккретирован, на 4400 км. К желобу Саратовский участок подошел в среднем байосе, т.е. 169 млн. лет назад. Таким образом, 870-900 км данный участок шел около 6 млн. лет. Следовательно, скорость движения Палеотихоокеанской плиты с аалена по среднему байосу составляла около 14-15 см в год.

Бреевский комплекс, состоящий из триасовых (начиная с анизия) и юрских (по аален включительно) кремней, ранне-среднебайосских кремнистых аргиллитов, позднебайосско-позднебатских аргиллитов и алевроаргиллитов и келловейских алевролитов и песчаников, достиг зоны терригенной седиментации в раннебайосское время (172-171 млн. лет назад), т.е. на 3 млн. лет позже Саратовского участка. При скорости движения океанической плиты в этот временной отрезок равной 14-15 см в год, нетрудно рассчитать, что Бреевский участок отстоял от Саратовского на 420-450 км, а от желоба на момент накопления поздне-триасовых кремней примерно на 4820-4850 км. Время движения этого участка Палеотихоокеанской плиты до желоба, в соответствии с данными о возрасте пород, заняло 4 млн. лет (с раннего байоса (172-171 млн. лет) по ранний бат (168-167 млн. лет)), т. е. скорость движения плиты в байосе составляла около 21-22 см в год.

Самая молодая тектоно-стратиграфическая единица Самаркинского террейна Катенский комплекс сложен оленек-среднебатскими кремнями, позднебат-келловейскими кремнистыми аргиллитами, оксфордскими аргиллитами и алевроаргиллитами и титонскими алевролитами и песчаниками. Следовательно, к зоне терригенной седиментации данный участок океанической плиты подошел в позднебатское время (167-166 млн. лет назад), т.е. примерно на 5 млн. лет позже Бреевского участка. За это время при скорости 21-22 см в год Катенский участок преодолел около 1050-1100 км, которые отделяли его от Бреевского участка. Соответственно, в поздне-триасовое время Катенский участок отстоял от окраины континента примерно на 6000 км.

Еще 4 млн. лет ушло, чтобы данный участок достиг зоны желоба (с167-167 по 163-162 млн. лет назад). Т.е. в бат-раннеоксфордское время скорость движения Палеотихоокеанской плиты также была порядка 21-22 см в год.

Таким образом, рассчитанные на основе геохимических и биостратиграфических данных местоположения вышеупомянутых тектоно-стратиграфических комплексов Самаркинского террейна в пределах еще не субдуцированной Палеотихоокеанской плиты показывают, что примерно за 50 млн. лет (юрский период) под восточную окраину Палеоазиатского континента было субдуцировано и частично аккретировано около 6000 км океанической литосферы. В действительности же размер палеоокеанического бассейна был несколько больше, так как геохимические характеристики изученных кремней не показали принадлежность их к собственно околосопринговой (в радиусе 400 км от хребта) зоне. Хотя для Катенского участка Палеотихоокеанской плиты отмечается существенное влияние на процесс кремнеаккумуляции гидротермальных металлоносных растворов. Это обстоятельство дает основание предполагать, что Катенский участок располагался в непосредственной близости к околосопринговой зоне. Из этого следует то, что размер палеоокеанического бассейна был, как минимум, на 500 км больше (т.е. порядка 6500 км).

В современной структуре Сихотэ-Алиня ширина выхода аккретированных фрагментов Палеотихоокеанской плиты (интенсивно дислоцированные породные ассоциации Самаркинского террейна) почти на два порядка меньше. Они картируются в виде полосы северо-восточного простирания шириной до 80-85 км. Исходя из общего структурного плана и характера залегания пород террейна, мощность приращенной континентальной литосферы (за счет аккретированных фрагментов осадочного чехла палеоокеанической плиты) должна составлять не менее 36 км. Эта цифра полностью согласуется с геофизическими данными.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫВЕТРИВАНИИ МЕТАБАЗАЛЬТОВ

Климова Е.В.¹, Матреничев В.А.^{1,2}

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
katya_kli@list.ru*

² *Институт наук о Земле Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия*

С системой вода-порода связаны многочисленные и крайне важные геологические процессы: мобилизация, перенос, рассеивание и концентрирование химических элементов в разных геохимических средах; транспортировка вещества, его отложение в бассейнах седиментации. Поэтому проблема взаимодействия воды с горными породами привлекает большое внимание. Интерес к дренажным растворам в связи с проблемой выветривания горных пород и формирования коры выветривания начался с изучения подвижности химических элементов и стадийности выщелачивания последних из алюмосиликатных горных пород.

Докембрийские коры выветривания, как правило, метаморфизованы, поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого возраста, тем не менее, это единственный геологический объект, возникающий в результате взаимодействия литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы и позволяющий реконструировать особенности этих оболочек на разных стадиях эволюции Земли. Целью работы было экспериментальное моделирование выщелачивания metabasalts в различных pH-Eh условиях.

Для экспериментов по выщелачиванию метабазальтов были использованы образцы вулканитов основного состава Онежской структуры. Людииковийские вулканические породы Онежской структуры (о. Суйсарь) представлены массивными, афировыми лавами, агломератовыми потоками, а также лавами с подушечной текстурой. В минеральном составе вулканитов острова Суйсарь присутствуют порфиновые вкрапленники авгита (~ 20 об.%), плагиоклаза (~ 41 об.%), хлорита (~ 27 об.%), также в незначительном количестве встречается микроклин сфен (~ 6 об.%) и (~ 4об.%) [3]. Возраст пород суйсарской свиты составляет 1975 ± 24 млн. лет [1].

Образцы пород были предварительно раздроблены в механической дробилке, затем разделены по фракциям ситованием. Для экспериментов использовалась фракция размером от 0.25 – 0.5 мм. Образец помещался в кислый и щелочной растворы (рН – 3 и 10). Для приготовления растворов использовались дистиллированная вода, серная кислота (ЧДА) для раствора с рН=3 и аммиак (ЧДА) для раствора с рН=10. Первая серия экспериментов проводилась в кислородных условиях, время взаимодействия раствора с породой составило от 10 минут до 4 суток. Вторая серия экспериментов проводилась в аргоновой среде, без доступа кислорода, время взаимодействия породы с раствором составило 1 сутки и 4 сутки. После взаимодействия с породой растворы были отфильтрованы и проанализированы. Также были проанализированы начальные растворы до взаимодействия с породой. Катионный состав растворов определялся методами атомной адсорбции и ICP-MS. **Кислотность исходных и полученных в результате экспериментов растворов определялась рН-метром InoLab.**

Экспериментальные растворы после взаимодействия с породой приобретали щелочную реакцию (рН=10).

При выщелачивании вулканитов в кислородной среде при рН=3, сумма катионов экспериментальных растворов постепенно увеличивается от 14 мг/л при коротких экспериментах до 26 мг/л при экспериментах длительностью 4 сутки. В растворах при рН=10 в кислородной среде сумма катионов увеличивается от 4 мг/л при времени эксперимента 10 минут до 10 мг/л при времени проведения эксперимента 4 сутки. В восстановительных условиях (рН=10, рН=3) сумма катионов почти не изменяется и составляет ~10 мг/л (табл. 1).

В кислородной среде при рН=3 суммарная концентрация лантаноидов постепенно уменьшается от 2 мкг/л, при коротких экспериментах до 0.1 мкг/л при времени взаимодействия 4 суток (см. табл. 1). Концентрация La при времени проведения эксперимента от 10 минут до 4 суток уменьшается от 0.3 мкг/л до 0.02 мкг/л. Отношение La/Yb в зависимости от времени взаимодействия раствор-порода уменьшается от 20 (при времени взаимодействия 10 минут) до 10 (при времени взаимодействия четверо суток).

В окислительных условиях при рН=10 суммарная концентрация РЗЭ почти не изменяется в зависимости от времени проведения эксперимента. Отношение La/Yb уменьшается от 7 при коротких экспериментах до 4 при длительных экспериментах. В восстановительных условиях (рН=3, рН=10) суммарная концентрация РЗЭ уменьшается на порядок при времени взаимодействия от 1 суток до 4 суток. **Отношение La/Yb в восстановительных условиях увеличивается.** При рН=3 вариации отношения составляют $11 < La/Yb < 25$, при рН=10 отношение $10 < La/Yb < 20$.

Результаты экспериментов по выщелачиванию метабазальтов свидетельствуют о том, что максимальные концентрации катионов в дренажных растворах формируются в кислотных условиях и окислительной атмосфере. В этих условиях суммарная концентрация катионов варьирует от 14 мг/л. до 26 мг/л. Концентрация в растворе большей части компонентов увеличивается в связи с увеличением длительности эксперимента, однако концентрации Al, Fe, P, Pb и РЗЭ в экспериментах длительностью 1 сутки и более, наоборот уменьшаются. Аналогичное поведение этих элементов наблюдалось в экспериментальном исследовании взаимодействия

пещерных глинистых отложений с водными растворами [4]. В минеральном составе пещерных глинистых отложений важнейшую роль играет смешанослойное образование иллит-сметтит [5]. Вероятно сорбция Al, Fe, P, Pb и РЗЭ слоистыми алюмосиликатами определяет состав экспериментальных растворов.

Таблица 1. Состав экспериментальных растворов.

t, сут	Kat ⁺	РЗЭ	La/Yb _N	K/Na	Ca/Na
pH=3, окислительные условия					
0.007	14	2.01	20	0.6	3.6
0.042	16	1.55	17	0.6	2.3
1	24	0.19	17	0.6	2.0
4	26	0.12	10	0.7	2.1
pH=3, восстановительные условия					
1	12	0.15	11	0.5	0.8
4	11	0.09	25	0.6	1.1
pH=10, окислительные условия					
0.007	4	0.19	7	0.6	0.3
0.042	5	0.16	7	0.7	0.2
1	7	0.12	3	0.6	0.2
4	10	0.11	4	0.7	0.2
pH=10, восстановительные условия					
1	8	0.19	10	0.6	0.3
4	9	0.06	20	0.5	0.2
<p><i>Примечание:</i> Кат⁺ - суммарная концентрация катионов, мг/л; РЗЭ – суммарная концентрация лантаноидов, мкг/л.</p>					

Наименьшие изменения концентрации, вне зависимости от изменения условий эксперимента, наблюдаются для Na. Его концентрация в растворах варьировала от 2 до 4 мг/л и более зависит от длительности взаимодействия вода – порода, чем от изменения кислотности раствора или от степени окислительности атмосферы. Примечательно, что практически идентичные концентрации Na наблюдались в экспериментах по выщелачиванию гранитоидов [2]. Вариации содержания калия в растворах несколько выше, но взаимосвязаны с вариациями Na в результате чего отношение K/Na в полученных растворах не зависит от времени и условий проведения эксперимента и устойчиво ниже единицы, составляя в среднем 0.62.

Состав кислотных и щелочных растворов после взаимодействия с метабазальтами заметно различается. Суммарная концентрация катионов в кислотном растворе в 2.5 раза превышает минерализацию щелочного раствора. Однако эти различия связаны с повышенной концентрацией в кислотных растворах Ca и Mg (рис. 1), тогда как остальные компоненты растворов не различаются.

Влияние кислородной атмосферы на состав экспериментальных растворов отмечается только для кислотных условий. Главные различия состава растворов полученных при выщелачивании метабазальтов состоят в значительном уменьшении концентрации Ca и Mg в растворе с инертной атмосферой. Состав щелочных растворов после взаимодействия с метабазальтами, как в кислородной, так и в инертной атмосфере – практически не различается.

Таким образом, основными результатами экспериментального исследования мобилизации вещества при взаимодействии кислотных и щелочных растворов с метабазальтами в кислородной и инертной атмосфере являются выводы о том, что:

1) максимальные концентрации катионов наблюдаются в кислотных растворах при взаимодействии вода-порода в кислородной атмосфере.

2) минимальная минерализация характерна для щелочных растворов вне зависимости от содержания кислорода в атмосфере.

3) отсутствие кислорода в атмосфере понижает общую минерализацию растворов за счёт уменьшения концентрации Ca и Mg.

4) отношение K/Na в дренажных растворах при выветривании метабазальтов не зависит от времени и условий и устойчиво ниже единицы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-35-00136.

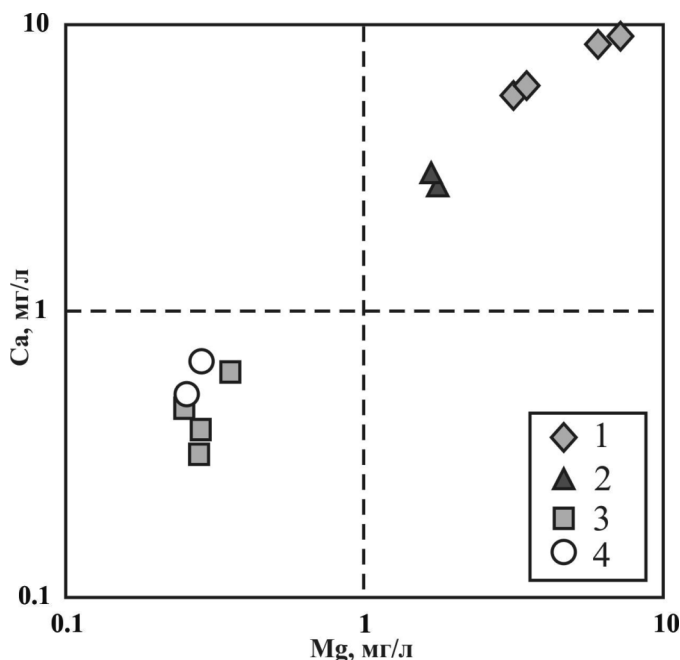


Рис.1. Диаграмма Ca-Mg для экспериментальных растворов. Условные обозначения: 1 – кислотные, окислительные условия; 2 – кислотные, восстановительные условия; 3 – щелочные, окислительные условия; 4 – щелочные, восстановительные условия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Писаревский С.А., Пухтель И.С., Соколов С.Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология)// Петрозаводск: КНЦ РАН. 1999. 96 с.
2. Климова Е.В., Матреничев В.А. Экспериментальные исследования перераспределения элементов при выщелачивании гранитоидов в кислородных и анаэробных условиях. Материалы конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Владивосток. 2015. 191 с.
3. Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладужской зоны. Балтийский щит. Сборник статей молодых ученых ИГГД РАН. 2010. С. 223-255.
4. Матреничев В.А., Климова Е.В. Особенности дренажных растворов докембрийских кор выветривания. Экспериментальное моделирование перераспределения РЗЭ в гипергенном профиле. Материалы конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Владивосток. 2015. 198 с.
5. Матреничев В.А., Климова Е.В. Глинистые отложения пещер. Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2015. Вып. 4. С. 64-81.

ДУПЛЕКСНЫЕ ЗОНЫ УЧАСТКА СЕВЕРО-МУЙСКОГО ТОННЕЛЯ

Корольков А.Т.

Иркутский государственный университет, г. Иркутск, e-mail:baley51@mail.ru

Строительство участка Северо-Муйского тоннеля трассы Байкало-Амурской магистрали (БАМ) продолжалось очень долго, потребовало усилий большого коллектива специалистов и непредвиденных затрат, значительно превысивших проектные. Этот отрезок БАМ сравним по затратам и сложности со строительством Кругобайкальской железной дороги Транссибирской магистрали («золотой пряжки Транссиба»).

Северо-Муйский тоннель начали строить, не имея более надежной картографической основы для проектирования, чем геологическая карта масштаба 1:50000, которая была составлена по результатам дешифрирования аэрофотоснимков.

Остро вопрос о детальном инженерно-геологическом изучении участка Северо-Муйского тоннеля встал после гибели нескольких проходчиков тоннеля, которые вскрыли мощную обводненную рифтогенную зону разлома. После этого были приглашены специалисты из разных организаций Москвы, Иркутска, Улан-Удэ и других городов. В п. Северомуйск создали комплексную геолого-гидрогеологическую партию [3]. Структурно-геологическую карту масштаба 1:10000 в девяностых годах прошлого века составила группа геологов: В.Г. Гладков (руководитель), А.Т. Корольков, А.А. Матвейчук, М.М. Намолова, М.М. Федоров [2]. Все наблюдения увязаны с результатами подземной документации тоннеля и сопровождающих его выработок, которые производились под руководством опытного геолога А.Б. Френкеля. Московские специалисты в это же время, используя геологическую основу 1:10000 масштаба, составили детальную инженерно-геологическую карту. В 1987 году в Институте земной коры СО АН СССР создали межлабораторный коллектив, детально изучивший разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона [4]. Однако результаты детального структурно-геологического картирования в изданной этим коллективом монографии практически не отражены. Проведенные геологами-съемщиками полевые и подземные структурно-геологические исследования выявили сложную природу блоково-разрывной структуры рассматриваемой площади.

Преобладающими породами участка являются раннепалеозойские (возможно, частично докембрийские) гранитоиды, условно разделенные на три фазы. В процессе картирования было выделено 9 разновидностей пород. К первой фазе отнесены: 1) граниты средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые порфиоровидные, 2) граниты средне-крупнозернистые биотитовые порфиоровидные, 3) граниты мелко-среднезернистые со шлировыми стяжениями биотита. Ко второй фазе отнесены: 4) граниты средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые, 5) граниты средне-крупнозернистые биотитовые, 6) граниты пегматоидные крупноблочные. К третьей фазе отнесены: 7) граниты мелкозернистые биотитовые, 8) пегматиты гранитные плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые и микроклиновые, 9) аплиты.

Муякан-Ангараканская межвпадинная перемычка, через которую прокладывался Северо-Муйский тоннель, сложена гранитами, возникшими путем магматического замещения древней осадочно-метаморфической толщи. По элементам залегания слоистости в скиалитах, гнейсовидности в гранитах и полосчатости (слоистости) многочисленных крупных и мелких ксенолитов была реставрирована «просвечивающая» структура субстрата – Окусиканская брахиантеклинальная складка северо-западного простирания размером 5-7 x 15-18 км. Ось брахиантеклинали изменяет простирание от широтного на юго-востоке (правый борт р. Окусикан) до северо-западного на северо-западе (левый борт р. Итыкита). В свою очередь Окусиканская брахиантеклиналь входит в состав более крупной и протяженной пликативной структуры, прослеженной от р. Муя до р. Верхняя Ангара (рис. 1).

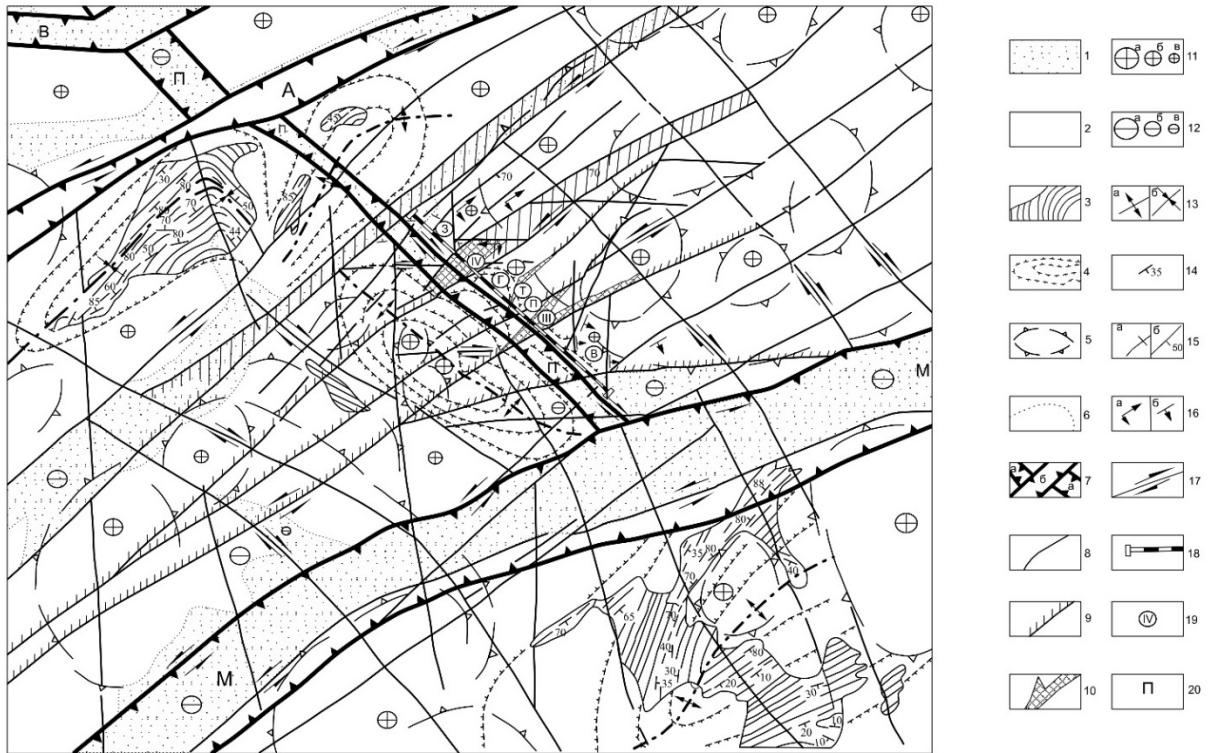


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема участка Северо-Муйского тоннеля. Составлена А.Т. Корольковым по материалам детального картирования.

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – позднепротерозойские палингено-метасоматические гранитоиды; 3 – нижнепротерозойские метаморфические образования; 4 – элементы складчатой структуры гранитизированного субстрата (Окусиканская брахиантиклиналь); 5 – купольные структуры, выделенные по аэрофотокосмическим, морфометрическим и геофизическим данным; 6 – границы кайнозойских отложений; 7 – границы зон генеральных разломов: а) докембрийского заложения, б) мезокайнозойского возраста, пересекающие зоны разломов докембрийского заложения; 8 – региональные разломы со слабо проявленной аргиллизацией пород; 9 – региональные разломы с умеренной степенью дезинтеграции и аргиллизации пород; 10 – участки разломов с интенсивно дезинтегрированными и аргиллизированными породами вблизи Северо-Муйского тоннеля; 11 – блоковые поднятия: а) интенсивные, б) умеренные, в) слабые; 12 – блоковые опускания: а) интенсивные, б) умеренные, в) слабые; 13 – оси складчатых структур: а) антиклинальных, б) синклинальных; 14 – элементы залегания полосчатости и складчатости метаморфических пород; 15 – элементы залегания разрывных нарушений: а) вертикальные, б) наклонные; 16 – преобладающие кинематические типы движений по региональным разломам: а) сбросо-сдвиговые, б) сбросовые; 17 – генеральные и региональные сдвиговые перемещения по разломам; 18 – проекция оси Северо-Муйского тоннеля (15,3 км); 19 – главные блоково-разрывные структуры, выделенные вблизи тоннеля: **З** – Западный блок, **IV** – Четвертая тектоническая зона, **Г** – Гольцовый блок, **Т** – Третья тектоническая зона, **В** – Восточный блок (Третья тектоническая зона); 20 – Индексы зон генеральных разломов: **А** – Амнундинский, **В** – Верхнеангарский, **М** – Муюканский, **П** – Перевальный.

Перевальная долина и Северо-Муйский тоннель располагаются на северо-восточном крыле Окусиканской брахиантиклинали, осложненном субмеридиональными брахиформными изгибами второго порядка, к которым приурочен Гольцовый блок (точнее, блоко-купол) и другие более мелкие купола от 0,3-0,5 до 1,5 км в поперечнике.

Анализ плоскостных и линейных элементов в скиалитах, ксенолитах и гранитах позволил выделить не менее двух генераций складок в осадочно-метаморфической толще в догра-

нитное время (F_1 и F_2) и куполообразование в период становления гранитов (F_3). Со складчатостью было сопряжено закономерное образование многочисленных разрывных нарушений и трещин, подновленных в рифтогенное кайнозойское время.

Обобщение материалов картирования и составленной автором структурно-тектонической схемы участка Северо-Муйского тоннеля позволяют выдвинуть гипотезу сложного дуплексного развития системы мезо-кайнозойских разломов территории (рис. 2), на схеме буквенные индексы разломов и кинематика движения идентичны см. рис. 1.

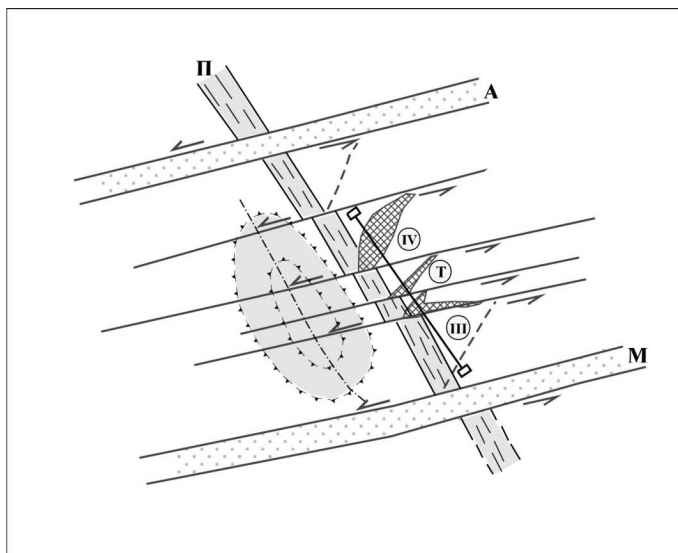


Рис. 2. Схема дуплексов с растяжением на участке Северо-Муйского тоннеля.

В целом на участке Северо-Муйского тоннеля наблюдается соответствие результатам тектонофизического моделирования для всей Байкальской рифтовой зоны [5].

Дуплексные структуры типа пулл-апарт (**pull-apart**) развиты к югу от оз. Байкал в Тункинской долине [6]. Однако условий для развития крупных впадин к северу от оз. Байкал в районе Северо-Муйского тоннеля не образовалось, возможно, из-за общего поднятия территории, преобладающего гранитного субстрата и меньшей интенсивности проявления левосдвиговых дислокаций. Но глубокое проникновение дезинтергации, аргиллизации и обводненности гранитоидов (включая термальные источники) в Третьей, Троговой и особенно Четвертой тектонических зонах позволяют предполагать циркуляцию низкотемпературных гидротермальных растворов [1]. Активное углубление и расширение этих зон рифтогенных разломов происходило в соответствии с развитием Байкальской рифтовой зоны по модели гигантского левостороннего сдвига. Не исключено, что здесь формируются зарождающиеся системы пулл-апарт (**pull-apart**).

Таким образом, детальное геологическое картирование показало, что сложная разрывная структура гранитоидов участка Северо-Муйского тоннеля имеет унаследованный характер, подчиняется общим закономерностям формирования Байкальской рифтовой зоны и возникла в результате длительной геологической эволюции этого блока земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гладков В.Г.** Аргиллизиты Северо-Муйского тоннеля / В.Г.Гладков, Т.К. Ломоносова, А.Т. Корольков // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Часть I. Иркутск. НТГО и ВостСибНИИГГиМС. 1989. С. 89-91.

2. **Корольков А.Т.** Влияние древней гранитной тектоники на кайнозойскую структуру (на примере участка Северо-Муйского тоннеля) / А.Т.Корольков, А.А.Матвейчук // *Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященной памяти академиков Н.А.Логачева и Е.Е.Милановского. Под ред. С.В.Расказова, А.М.Никишова, С.П.Приминой. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2013. Т. 1. С. 184-186.*
3. **Мельничук Н.Л.** От Байкала до Витима. Воспоминания о БАМе (1979-1989 г.г.) / Н.Л.Мельничук. Винница: ЧП Балюк. 2007. 102 с.
4. **Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона** / Саньков В.А. [и др.]. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1991. 111 с.
5. **Семинский К.Ж.** Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ / К.Ж.Семинский // *Геотектоника. 2009. № 6. С. 1-7.*
6. **Poliansky O.P.** Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modeling approach // *Tectonophysics. 2002. Vol. 351. P. 91-117.*

Триггерные механизмы формирования провалов и просадок в эпицентральных зонах землетрясений и их связь с разрывами

Лунина О.В., Гладков А.С.

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128
e-mail: lounina@crust.irk.ru*

Землетрясения, природа которых в большинстве случаев связывается с тектоническими движениями по разломам, являются одним из самых ярких показателей активности границ литосферных плит. Они же есть главный фактор для возникновения различных геологических процессов, которые в случае масштабного развития могут быть опасными. К таковым относятся и проседание, рассматриваемое в настоящей работе, цель которой – обратить внимание специалистов на триггерные механизмы формирования провалов и просадок в эпицентральных зонах землетрясений и их связь с разрывами.

По определению провалы и просадки – это отрицательные формы рельефа, образующиеся под действием внешней нагрузки или собственного веса в результате оттаивания мерзлого грунта, суффозии, вибрации и других причин. По своей сути они отличаются скоростью формирования. Первые происходят внезапно, вторые формируются относительно более длительное время и могут предшествовать провалам. По внешним признакам структуры различаются морфологией стенок (рис. 1).



Рис. 1 – Провалы и просадки, индуцированные Чуйским землетрясением 2003 г. на Горном Алтае (слева – провал в ленточных глинах над сейсмогенными трещинами в долине р. Талтура, недалеко от с. Бельтур; справа – просадки в валунно-галечных отложениях), фото 2010 г.

По сравнению с разрывообразованием, разжижением и сейсмогравитационными процессами, проседание менее описано в эпицентральных зонах исторических и современных землетрясений. Так, например, согласно базе данных косейсмических эффектов, составленной для юга Сибири и сопредельной территории Монголии в рамках координат 80° - 124° в.д. и 42° - 62° с.ш. [3], сведения об образовании провальных воронок имеются только для Муйского (1957 г., $M_s=7,6$), Среднебайкальского (1959 г., $M_s=6,8$), Мондинского (1950 г., $M_s=7,0$), Чуйского (2003 г., $M_s=7,5$), Урэг-Нурского (1970 г., $M_s=7$), Гоби-Алтайского (1957 г., $M_s=8,1$) и Олекминского (1958 г., $M_s=6,5$) землетрясений. Тем, не менее, уже эти макросейсмические описания свидетельствуют о возможности сейсмогенного образования провалов и просадок. Известно также, что сейсмические события 1967 г. в районе оз. Большое Леприндо (северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны) инициировали развитие термокарстового лога длиной 650 м, шириной 10-15 и глубиной до 6 м, а спустя 21 год после Муйского землетрясения сейсмогенные просадки увеличились в размере по внешним признакам [1].

Нами изучение провалов и просадок земной поверхности проводилось в эпицентральных зонах Мондинского (юго-западное Прибайкалье) и Чуйского (Горный Алтай) землетрясений, где в ленточных глинах, валунно-галечных и песчано-гравийных отложениях было задокументировано 53 и 63 воронок, соответственно. Для 36 из них в эпицентральной зоне Мондинского землетрясения измерены площадь и глубина, которые колеблются от 0,11 до 5100,69 м² и от 0,1 до 8 м, соответственно. Повсеместно в пространстве они сопряжены с разрывными нарушениями. Их связь с разрывами доказывается изображениями на георадарных разрезах, на которых видно, что проваливание осадков происходит над зонами сейсмогенных дислокаций.

В эпицентральной зоне Чуйского землетрясения у воронок измерялись глубина проседания, простирание и длина длинной и короткой осей. Максимальный размер воронки равен $10,26 \times 10$ м, минимальный $0,4 \times 0,33$ м. Максимальная зафиксированная глубина – 1,3 м, минимальная 0,02 м. По типу они были разбиты на три категории: В1 – образовавшиеся на месте ранее произошедших выбросов осадочного материала с водой вдоль трещин; В2 – приуроченные к сеймотектоническим трещинам; В3 – с неясным происхождением. Роза-диаграммы простираний длинных осей просадок категории В1, инъекционных даек, образующихся в результате разжижения и флюидизации, а также сейсмогенных разрывов Чуйского землетрясения четко показывают, что все эти структуры взаимосвязаны между собой. Их длинные оси имеют преимущественное СЗ–ЮВ (главное) и субширотное (второстепенное) направление. При рассмотрении простираний длинных осей всех воронок без деления на категории, отмечается большой разброс лучей на розе-диаграмме, и выделяется третье СВ–ЮВ направление. Однако анализ данных по участкам, где группируются точки наблюдения, показывает, что ориентировка длинных осей воронок сильно зависит от направления первичных сейсмогенных и вторичных сейсмогравитационных разрывов, откартированных в конкретном месте.

Анализ полевого фактического материала и литературы позволяет предложить нам несколько механизмов, которые служат триггерами для формирования провалов и просадок в эпицентральных зонах землетрясений:

1. Катастрофическое образование непосредственно в момент сейсмической вибрации за счёт быстрого уплотнения рыхлого грунта, что обусловлено литологическими и структурными особенностями строения осадочной толщи. Позднее развитие просадок, может продолжаться за счёт суффозионных процессов.

2. Образование за счёт деградирования островной мерзлоты в сейсмогенных трещинах, которые служат проводниками тепла, поступающего как с поверхности Земли в летнее время года, так и с ее глубин. Землетрясения изменяют криогенное строение и физико-механические параметры грунта, в частности деформационные и прочностные свойства, пористость, плот-

ность, увлажнение [2]. Отложения сезонно-талого слоя, благодаря географо-климатическим условиям Мондинской впадины и ее окрестностей, где имело место одноименное землетрясение, также могли интенсивнее эродироваться в трещинах и термокарст там прогрессировал. Следует заметить, что глубина сезонного промерзания в гравийно-галечных грунтах Тункинской долины в юго-западном Прибайкалье, достигает 4 м [4], что совпадает с глубиной, до которой, судя по георадиолокационному разрезу, проваливаются осадки.

3. Образование над сейсмогенными трещинами, не достигшими земной поверхности всего лишь нескольких метров, за счет выноса частиц породы фильтрующей через нее дождевой водой (частный случай суффозии). Как показывают наблюдения в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, такие провалы образуются в течение первых нескольких лет после события.

4. Компенсационное образование, являющееся следствием выдавливания разжиженного осадочного материала с глубины, в результате чего на поверхности образуется вал, а на сопряжении с ним – понижение. Такие просадки имеют значительно меньшие размеры по сравнению с термокарстовыми и суффозионными. Иногда они выстраиваются линейно, маркируя разрывы, слабо выраженные на поверхности.

Типы триггерных механизмов могут комбинироваться, но очень важно учитывать их при изучении провалов и просадок в сейсмически активных областях. Сейсмически индуцированные просадки обычно развиваются не далее 2 км от ближайших разломов и не далее 40 км от сейсмоактивного разлома, с которым может быть связано землетрясение и образовавшиеся при этом отрицательные структуры. Более 90% из них развиваются в радиусе 20 км от эпицентра предполагаемого события. Используя глубину и площадь сейсмогенных воронок можно вычислить минимальную пороговую интенсивность сотрясений по шкале MSK-64 и магнитуду M_s события, при котором они образовались [3]. Однако, необходимо помнить, что рельеф местности, трещиноватость горных пород и интенсивность экзогенных процессов оказывают существенное влияние на постсейсмическое укрупнение воронок. Тем не менее, информация о сейсмически индуцированных проседаниях может дать полезную информацию для поиска и изучения эпицентральных зон палеоземлетрясений, а также для прогнозирования сопутствующих геологических процессов (разжижения, склоновых движений), которые могут происходить в регионах, расположенных на активных границах литосферных плит.

Работа выполнена в Институте земной коры СО РАН при частичной поддержке Российским научным фондом, проект № 14-17-00007.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2010. 312 с.
2. Лещиков Ф.Н. Сопряженное положение сейсмических событий и криогенных процессов в Прибайкалье // Сейсмическая опасность и воздействия: Тезисы Международной научной конференции, посвященной памяти проф. О.В. Павлова. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2000. С. 23-25.
3. Лунина О.В., Андреев А.С., Гладков А.А. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика. 2014. № 8. С. 1294-1313.
4. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука. 1981. 168 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СУЩЕСТВОВАНИЯ ДРЕВНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ФУНДАМЕНТЕ ПРИМОРЬЯ

Максимов С.О.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail:
handar7@mail.ru*

Приморье, располагаясь в переходной области Евразийского континента к Тихому океану, и представляет полигон для исследований процессов мезозой-кайнозойского взаимодействия океанических и континентальных плит, сопряжённого магматизма и эволюции корового вещества. Одним из ключевых и дискуссионных является вопрос о присутствии в фундаменте региона древней континентальной коры. Согласно исследованиям некоторых геологов [4, 10], Сихотэ-Алинская окраина Евразии сформирована в результате аккреции террейнов различных геодинамических обстановок и перемещённых иногда за тысячи километров. Постулируется также отсутствие в составе фундамента Приморья древней континентальной коры. В то же время имеется ряд прямых и косвенных взаимодополняющих изотопно-геохимических и геологических признаков её практически площадного распространения. Важным критерием представляются модельные датировки разновозрастных осадочных, метаморфических и интрузивных (главным образом гранитоидных) образований, рассчитанные на основании Sm-Nd изотопных характеристик [10]. Обращаем внимание на то, что модельный возраст большинства исследованных объектов на территории Приморья при небольших вариациях отвечает среднему протерозою, что представляет, на наш взгляд, также свидетельство возможного участия в их составе коровой компоненты и более древнего: архей (?) – раннепротерозойского возраста. Модельный Sm-Nd возраст, как известно, отражает время отделения, изъятия вещества (точнее его Sm-Nd компоненты) из гомогенного источника: хондритового резервуара или DM и фактически подразумевает время пребывания в коре [13]. После того как коровое вещество сформировалось, Sm/Nd отношение в нем не изменяется и остается однородным, составляя около 0,13. На этих принципах и основан расчёт модельного возраста пород (протолитов). Модельный возраст протолитов гранитных магм интерпретируется как отражение разновременного вклада различных источников. Если в его формировании участвовало несколько источников, то модельный возраст будет представлять их усреднённый вклад. Добавка вещества молодых мантийных выделок и последующая его гомогенизация в составе осадочных отложений направленно уменьшает их модельный возраст. Вся докембрийская и фанерозойская история территории Приморья представляет время многократных внедрений мафических мантийных магм, что фиксируется распространённостью метабазальтовых амфиболитов в составе нахимовского комплекса (PR₂), присутствием кембрийских офиолитов. Самые масштабные процессы рифтогенеза и апвеллинга мантийных магм произошли в Приморье в перми и отвечают крупнейшим тектоническим перестройкам этого времени на Земле: массовым излияниям траппов, рифтообразованию. Ещё одним актом поступления мантийного вещества явилось формирование меймечит-пикритовой серии (J₃-K₁) и комагматичных им расслоенных интрузий пироксенитов и щелочных габброидов. Их вещество, гомогенизируясь в составе осадочных отложений, наследуется гранитами в процессе гранитизации и переплавления, что приводит фактически к омоложению их модельных датировок (подобно его вхождению в состав осадочных толщ и омоложению их модельного возраста). Большинство гранитных (P₃) интрузий Южного Приморья характеризуется повышенной минералогической и петро-геохимической мафичностью. Особенно контрастно процессы гранитизации проявились при становлении гранитных массивов на полуострове Муравьёва-Амурского и о. Русский, где широко распро-

странены пермские отложения владивостокской свиты существенно метабазитового состава. Из-за высокой резистентности, мафичности гранитизируемых субстратов образуются массивы мела-мигматит-гранитов, насыщенных не полностью гранитизированным и гомогенизированным реститовым меланократовым веществом протолита. Для всех подобных примеров гранитизации и последующего переплавления вещества протолита, включающего относительно молодое мафическое вещество мантийных выплавов, характерно омоложение их модельного возраста. Это, возможно, определяет относительно омоложенные неодимовые модельные датировки и верхнепермских гранитов. Преобладание средне-позднепротерозойских модельных датировок [10] и близость значений модельных Nd возрастов гранитов и вмещающих осадочных комплексов отражают ведущий механизм становления гранитных массивов – процессы гранитизации и магматического замещения коровых протолитов с наследованием их Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем, претерпевших лишь определённую модификацию. Но это не отрицает возможности существования древней зрелой континентальной коры в фундаменте Приморья. Показательно, что наиболее древние, раннепротерозойские значения модельного возраста имеют аркозовые песчаники Журавлевского и Таухинского террейнов (2460 и 2284 млн. лет) по (T Nd (DM2)) (табл. 1) [10], а наиболее омоложенные модельные датировки (789-865 млн. лет) характерны для мигматит мела-гранитов о. Русский, сохраняющих не гомогенизированный реститовый материал пермских метабазитов. Полученные нами модельные датировки базальтов Шуфанского плато достигают значений 2875 млн. лет (T Nd (DM)) (Борисовская постройка), а для базальтов Шкотовского плато (Южное Приморье) значения колеблются около 1 млрд. лет, что отражает относительную древность мантийно-корового литосферного уровня, несмотря на многократное и более масштабное его омоложение в результате апвеллинга и андерплейтинга мантийных магм. Как подчёркивалось в [10]: «главное замечание состоит в неверной формулировке самого утверждения об отсутствии древних изотопных датировок. Тот факт, что изотопные метки стёрлись, ещё не говорит, что исчез объект, в который они были включены». Очевидно, что значительный вклад в баланс этих субстратов, судя по характеру вариаций модельных возрастов, вносили и древние коровые источники. В итоге это обусловило усреднённые протерозойские значения модельных возрастов для всей массы верхне-корового силикатного вещества складчатых терригенных комплексов Приморья, составляющей по грубой оценке более 21×10^{15} тонн. Последние цифры - однозначное свидетельство формирования терригенных пород за счёт переотложения древнего вещества *in situ*, а не в результате локального поступления из кратонных областей, тем более, с **океанических территорий**. Результаты детальных структурных исследований деформационной динамики Приморья [8] показали, что основным механизмом образования складчатости акреционных призм являлось продольное сжатие и деформация сплющивания, а не субдукционное надвигообразование и пакетирование. Установлена аналогия внутреннего деформационного структурного плана гранитов Тафуинского массива (€) (крайний юго-восток Приморья) с одновозрастными образованиями восточной окраины Ханкайского массива (северо-запад Приморья), что может отражать существование единого монолитного кембрийского ансамбля территории, конформно реагирующего на изменения внешних динамических полей в течение строгих временных циклов. Основной объём терригенных отложений Сихотэ-Алиня, Сахалина, Хоккайдо, Приамурья составляют аркозовые разности [7]. Присутствие аркозов не допускает, исходя из литологических канонов, дальнюю транспортировку осадочного вещества. Минеральный состав: кварц, биотит, циркон, гранат, мусковит во флишеидных комплексах Сихотэ-Алиня также отражает предельно зрелый кислый состав главного источника (граниты и метаморфические образования), причём поступление материала шло с востока, с территории, ещё не сформированной, Япономорской котловины [8]. Как аргументировано подчёркивалось [6]:

Sm-Nd модельные датировки дают усреднённые значения возраста протолита, тогда как разброс значений возраста цирконов, позволяет оценить реальный возрастной диапазон существовавших протолитов. Нами установлена широкая распространённость в эоцен-олигоценых тефроидно-терригенных отложениях угленосных впадин Южного, Юго-Западного Приморья детритовых цирконов с двумя возрастными пиками возрастов (2450 и 1800 млн. лет) (SHRIMP-II и LA-ICP-MS методы). В настоящее время российско-японскими исследованиями [10] получены массовые раннепротерозойские U-Pb датировки цирконов (LA-ICP-MS) (со статистическими амплитудами 1870 и 2450 млн. лет и единичными значениями 2700 и даже 3400 млн. лет) из разновозрастных терригенных складчатых комплексов Сихотэ-Алиня. О существовании зрелой континентальной коры в фундаменте Приморья свидетельствуют также факты широкой распространённости в россыпных полигонах Центрального и Северного Сихотэ-Алиня пиропов, пикроильменитов, сапфиров, факты находок алмазов [5], что типично для кратонных, либо обрамляющих кратоны складчатых территорий. Длительность (юра-палеоген) и пространственная устойчивость проявления калиевого, высокобариевого базит-ультрабазитового магматизма при практически неизменности изотопно-геохимических характеристик (типично внутриплитных, с геохимическими чертами пород лампроитовой группы), не характерного для океанических областей, но получившего развитие на обширной территории Приморья и Центрального Приамурья, подтверждает вывод [1] о стабильности пространственного положения территории над локальным, глубинным мантийным источником, возможно, плюмовой природы. Высокая бариевость этих магматических образований согласуется с их положением на Сино-Корейском бариевом нуклеаре, по [3]. Приведённые материалы трудно согласовать с доминирующими представлениями, исходящим из плейттектонической и террейновой концепций эволюции и строения Приморья, согласно которым, в результате аккреции, утолщения осадков, из вещества, в том числе и океанической литологии, за относительно короткий срок (50-60 млн. лет) образовался мощный зрелый гранитный слой (до 40 км) с **выдержанными** на огромной территории протерозойскими модельными датировками терригенных комплексов, к тому же содержащих аркозы, зрелый гранитный минеральный парагенезис, раннепротерозойские цирконы и плавно, с утонением следящийся в сейсморазрезах [2] от Ханкайского массива к Японскому морю. Подобные факты являются разноплановыми критериями существования древней, зрелой континентальной коры Приморья, но модифицированной фанерозойскими мантийными магматическими процессами. Это положение, на наш взгляд, может быть распространено и на всё континентальное обрамление Западной Пацифики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А., Лебедев В.А. Томсон И.Н. Внутриплитные вулканы в мезозойских складчатых толщах Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 6. С. 788-792.
2. Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. М: Наука. 1984. 166 с.
3. Глуховский М.З., Моралёв В.М. Тектоническое значение бариевой геохимической метки древней континентальной коры // Геотектоника. 1997. № 5. С. 3-17.
4. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И. Палеомагнетизм Киселёвско-Маноминского террейна Сихотэ-Алиня: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 442-446.
5. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Максимов С.О., Леснов С.В., Лотина А.А., Будницкий С.Ю., Зарубина Н.В. Барофильные минералы из золотой россыпи Болотистой (западные отроги Сихотэ-Алиня) как индикаторы геодинамической обстановки // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. 2011. С. 353-356.
6. Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Среднего хребта Камчатки. Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов // V Российская конференция по изотопной геохронологии. 2012. Москва. ИГЕМ РАН // Материалы конференции. С. 175-177.

7. Лихт Ф.Р. Осадконакопление в современных и древних приконтинентальных бассейнах Азии // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 4. С. 20-34.
8. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Сибирское отделение АН СССР. Дальневосточный геологический институт. 1970. 109 с.
9. Неволлин П.Л. Структурирование Приуссурийского, Нижнее-Бикинского и Амбинского фрагментов юрской аккреционной призмы (север Приморья) // Тектоника, геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения. Материалы всероссийской конференции. Хабаровск. 2011. С. 97-100.
10. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья // ДАН. РАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 441-445.
11. Шульдинер В.И. Первичная Земная кора и её эволюция // Ранняя кора, её состав и возраст. М. Наука. 1991. С. 87-93.
12. Tsutsumi Y., Yokoyama K., et. al. Provenance Study of Accretionary Complexes in Primorye, Far East Russia, using Ages and Compositions of Detrital Minerals // Mem. Natl. Mus. Nat Sci., Tokyo. (51) pp. 79-87. March 28. 2016.
13. White W.M. // Geochemistry. 2006. (<http://www.imwa.info/geochemistry>).

ЛИТОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Малиновский А.И.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: malinovsky@fegi.ru*

Изучены строение и вещественный состав кайнозойских отложений южной части Западно-Сахалинского террейна, а также дана их палеогеодинамическая интерпретация. Западно-Сахалинский террейн входит в состав кайнозойского Сахалинско-Камчатского орогенного пояса и является одной из главнейших тектонических структур зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту. Западно-Сахалинский террейн располагается на территории Западно-Сахалинских гор, протягиваясь полосой шириной до 70 км вдоль побережья Татарского пролива на 650 км. Границами его являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов. Южным продолжением террейна является пояс Сорачи-Йезо на о. Хоккайдо [1].

Палеоцен-плиоценовые отложения террейна общей мощностью свыше 12000 м представлены преимущественно терригенными породами: алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, углями. Следует отметить заметное влияние на осадконакопление, особенно на олигоцен-раннемиоценовом уровне разреза, синседиментационного вулканизма, выразившегося в накоплении горизонтов туфов, туффитов, а также в присутствии в терригенных породах примеси пирокластического материала. Отложения в разной степени дислоцированы, хорошо датированы и с размывом, но без углового несогласия перекрывают меловые терригенные отложения. Судя по строению разрезов, отложения накапливались как в прибрежно-морских, так и в континентальных обстановках.

Стратиграфическая последовательность и строение разрезов следующие [2]. Континентальная найбутинская свита (палеоцен – средний эоцен) образована частым переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и углей общей мощностью 1150 м. Такарадайская свита (верхний эоцен, 500–850 м) представлена монотонной толщей морских алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников и конкрециями. Аракайская свита (олигоцен, мощность от 300 до 800 м) сложена туфами и туффитами различной размерности, иногда туфогенными песчаниками и алевролитами, конгломератами,

линзами угля. Холмская свита (поздний олигоцен) образована однородной толщей кремнистых алевролитами с прослоями туфов и туффитов общей мощностью 700-800 м. Невельская свита (нижний миоцен, мощность до 1950 м) состоит из грубого переслаивания разноразмерных туфов, туффитов, туфопесчаников, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. В основании верхнедуйской свиты (нижний миоцен, мощность до 200 м) залегают гравелиты и конгломераты, перекрывающиеся континентальными глинистыми и песчаными отложениями, содержащими пласты угля. Курасийская свита (средний-верхний миоцен, мощность 500-600 м) сложена морскими отложениями, представленными алевролитами, аргиллитами, опоковидными алевролитами и опоками, диатомитами, в основании – песчаниками и гравелитами. Маруямская свита (верхний миоцен - плиоцен) представляет собой толщу песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов мощностью до 2500 м.

Для определения состава областей питания и выяснения палегеодинамических обстановок формирования отложений Западно-Сахалинского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород.

По пороодообразующим компонентам песчаники кайнозоя Западно-Сахалинского террейна однородны и являются полимиктовым. По классификации В.Д. Шутова [4] они относятся к кварц-полевошпатовым и, редко, полевошпатово-кварцевым грауваккам. Кварца в породах не более 36%, полевых шпатов до 56%, а обломки кремнистых, эффузивных и терригенных пород содержатся в количестве не превышающем 30-35%, более редки кислые магматические породы, кварциты и слюдистые сланцы. Часто в породах присутствует примесь пирокластического материала. Такой набор пороодообразующих компонентов позволяет предполагать, что область питания была сложена древними кислыми интрузивными, терригенными и метаморфическими породами. Кроме того, на седиментацию заметное влияние оказывали синхронные вулканические процессы.

Тяжелые минералы песчаников Западно-Сахалинского террейна разделяются на две примерно равнозначные минералогические ассоциации. В фемическую, в сумме достигающую 80% всех минералов, входят типичные представители вулканокластики (орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит, ильменит, лейкоксен), а в сиалическую, достигающую в отдельных пробах 88% – минералы, характерные для гранитно-метаморфических пород (циркон, гранат, турмалин, эпидот, апатит, сфен, рутил). Главным среди этих минералов является циркон: в отдельных пробах его содержание поднимается до 70%.

Микрохимические особенности некоторых тяжелых минералов несут важную информацию, позволяющую определить геологическую природу питающих провинций и состав слагающих их пород. Клинопироксены из кайнозойских песчаников представлены диопсидом, авгитом, в меньшей мере салитом, и по химическому составу в основном соответствуют базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна. Хромиты по содержанию титана разделяются на два типа: низкотитанистые ($TiO_2 < 1\%$), источником которых могли быть магматические породы офиолитов, и высокотитанистые ($TiO_2 > 1,5\%$), происшедшие, вероятно, из щелочных внутриплитных базальтов. Гранаты представлены альмандином с небольшим содержанием гроссуляровой либо спессартиновой составляющей. Их источником, вероятно, были кислые изверженные и метаморфические породы низких степеней метаморфизма.

По химическому составу Западно-Сахалинские песчаники довольно однородны – средние содержания оксидов по свитам колеблются незначительно: SiO_2 от 64,23 до 69,82%, TiO_2 – 0,49-0,68%, Al_2O_3 – 13,13-15,68%, $FeO+Fe_2O_3$ – 3,55-5,52%, CaO – 0,94-4,13%, MgO – 1,03-1,39%, Na_2O – 2,30-2,84%, K_2O – 1,99-2,81%. По этим геохимическим параметрам они относятся к типичным грауваккам [3]. По литохимическим параметрам [5] песчаники характери-

зуются: 1) невысоким уровнем зрелости, свидетельствующей об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) относительно невысокой фемичностью, по которой они занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами, 3) довольно высокой титанистостью и относительно низкой нормативной щелочностью, свидетельствующих о заметной роли в их составе примеси основной и средней вулканокластике, но также и о присутствии слюд и полевых шпатов, в том числе калиевых. Глинисто-алевритовые породы по химическому составу в целом близки песчаникам, но в связи с тем, что в них часто присутствуют, особенно в породах курасийской свиты, кремневые панцири диатомей, содержание SiO_2 в них выше (в среднем по свитам 63,19-74,89%, а в курасийской – 77,63%), а вот содержания других оксидов целом понижено. Кроме того, в них ниже значения гидролизатного, фемического и модуля нормативной щелочности, но выше титанового.

Палеотектоническая интерпретация состава породообразующих компонентов, а также химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород кайнозоя Западно-Сахалинского террейна свидетельствует, что отложения вероятнее всего накапливались в бассейнах активной континентальной окраины, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, либо в бассейнах, связанных с окраинно-континентальной магматической дугой. Питающая же провинция совмещала в себе сиалическую сушу и зрелую глубоко эродированную окраинно-континентальную магматическую дугу, в которой эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканиты. Анализ ассоциаций тяжелых минералов песчаников подтверждает вывод о том, что накопление отложений происходило в бассейне, связанном с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит, при этом существовали два контрастных источника кластики: фемическая ассоциация формировалась за счет размыва вулканитов окраинно-континентальной магматической дуги, а сиалическая – гранитно-метаморфических пород фундамента этой дуги и (или) зрелой континентальной окраины.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00857-а и проекта ДВО РАН № 15-1-2-001 о.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
2. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
3. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир. 1976. 535 с.
4. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86-102.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Манилов Ю. Ф.¹

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: ymanilov@itig.as.khb.ru

Изучаемая территория сформировалась в переходной зоне от континента к океану в процессе взаимодействия континентальной литосферы Восточной Азии с Тихоокеанской океанической.

Дизъюнктивная тектоника в пределах рассматриваемого региона проявлена весьма разнообразно: от тектонической трещиноватости до разломов протяженностью многие сотни километров. Схемы тектонических нарушений составлялись разными авторами. Положение многих дизъюнктивов в местах выхода консолидированного фундамента, несмотря на некоторую несостыковку в названиях, хорошо согласуется. Сложность в том, что значительная часть территории перекрыта осадочно-вулканогенным чехлом, под которым расположение большинства разломов остается дискуссионными. Еще одной проблемой является недостаточное использование составителями имеющегося геофизического материала, посредством интерпретации которого, часть неопределенностей возможно разрешить, т.к. значительное количество крупных нарушений проявлено в физических полях. Комплексный анализ геофизической информации в сопоставлении с геологическими данными позволяет проследить расположение дизъюнктива на закрытой части площади и частично выяснить распространение его на глубину.

Использованы материалы:

1. данные ГСЗ,
2. данные МТЗ,
3. карты наблюденного поля силы тяжести Δg ,
4. карты наблюденного магнитного поля,
5. геологической карты территории различных масштабов,
6. таблиц физических свойств горных пород.

В настоящей работе основные разломы взяты по В.Ю. Забродину [2], названия для впервые выделенных – авторские. Основным инструментом обработки геофизической информации являлась компьютерная технология «Coscad 3D» [3]. Вся базовая и результативная картографическая информация собрана на платформе MapInfo.

Для выделения и отслеживания на глубину крупных тектонических нарушений опорной являлась имеющаяся сейсмическая информация и данные МТЗ, учитывалась проявленность дизъюнктивов на картах трансформированного (с разными радиусами осреднения) поля Δg и картах остаточных локальных аномалий.

Спектр направлений выделяемых разломов весьма разнообразен – от субширотного до субмеридионального, однако преобладают дизъюнктивы северо–восточного направления. Наряду с основными дизъюнктивными элементами имеется большое количество разломов более низких порядков, которые могут быть границами между отдельными блоками земной коры внутри одной структуры.

В геодинамике Приамурья наиболее изучены региональные сдвиговые системы северо-восточного простирания – Тан-Лу и центрального Сихотэ-Алиня.

В систему разломов Тан-Лу объединены разломы северо-восточной ориентировки, расположенные в широкой полосе от Малого Хингана на северо-западе (Хинганский разлом), до Побережья Татарского пролива (Прибрежный разлом). Основными особенностями системы

Тан-Лу являются рифтогенная природа разломов, начиная с позднего мела и до четвертичного этапа, и отчетливо проявленный сдвиговый характер перемещений по ряду нарушений. Наиболее протяженные и выдержанные из них: Итун-Иланский (Харпинский) разломы, Уликинский, Симминский (Болоньский) и Маноминский разломы отчетливо фиксируются в виде градиентных зон поля силы тяжести и фрагментарно поля ΔT .

Важнейшую роль играет Маноминская система, которая имеет глубокое мантийное заложение (рис.1), фактически является границей распространения последнего магматизма (к западу полностью отсутствуют базальты кайнозойского возраста), что наглядно отражается как в гравиметрических, так и в сейсмических материалах. Выделенный по гравиметрической информации Алгинский-Надеждинский разлом является границей между опущенной северо-западной и приподнятой центральной частями депрессии. Запутанная картина с дизъюнктивами северного Сихотэ-Алиня. В частности выделяемый всеми Центрально-Сихотэ-Алинский разлом в пределах региона не имеет глубокого заложения, несмотря на свои огромные латеральные размеры (см. рис.1). По всем геофизическим данным его максимальная глубина не превышает и 20 км, а по данным ГСЗ [4] не превышает и 10 км. Плохо отражен на геологических картах разлом Восточный, который хорошо диагностируется в сейсмической информации и данных МТЗ. Также нет информации о Прибрежном разломе, который хорошо выражен в гравитационном поле и проявлен в плотностных моделях (рис.1).

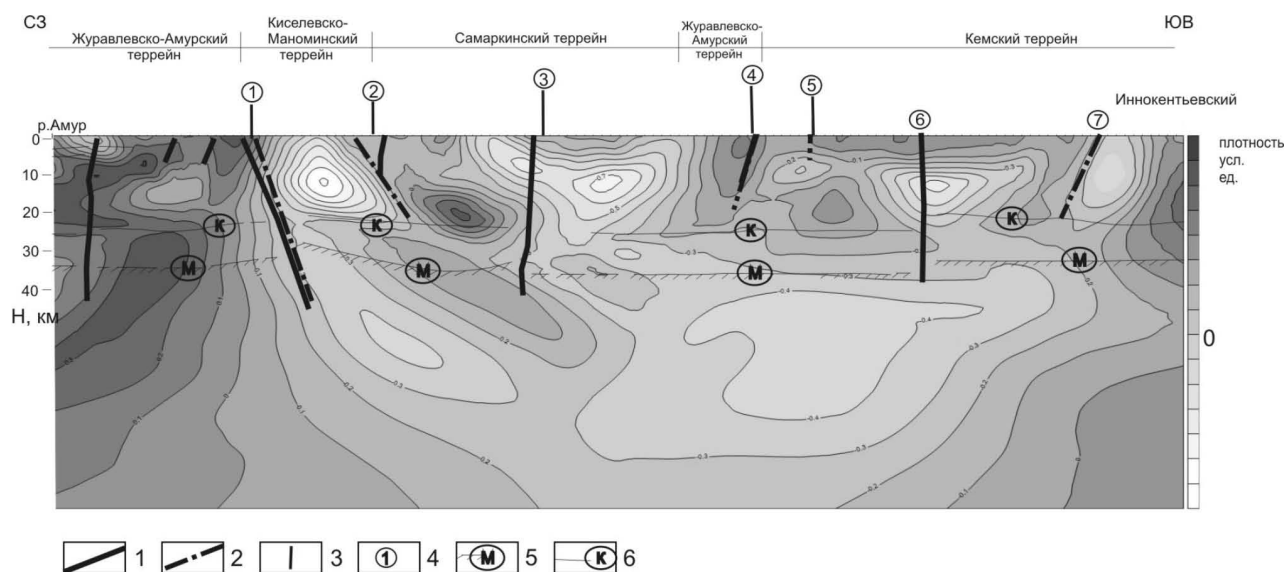


Рис.1. Основные разломы вдоль профиля ГСЗ Литовко-Инокентьевский в плотностной модели. Выделенные разломы: 1 – по сейсмическим данным, 2 – по гравиметрическим данным, 3 – по геологическим данным. 4 – номера разломов: 1 – Маноминский, 2 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеануйский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 6 – Восточный, 7 – Прибрежный. Глубинные границы по данным ГСЗ [Потапьев и др., 1979]: 5 – Конрада, 6 – Мохо.

Субмеридиональные нарушения в основном распространены в центральной и восточной части Среднеамурского осадочного бассейна, продолжают гравитационную ступень [1] вдоль восточного обрамления Баджалского минимума гравитационного поля. Наиболее значительные из них: Даргинский (Кур-Алгинский), Дабандинский, Мухенский разломы, которые хорошо диагностируются в структуре поля силы тяжести зонами градиентов и высокопроводящими зонами на геоэлектрических разрезах по данным МТЗ. Примечательно, что вдоль Даргинского разлома проходит градиентная ступень мощности литосферы.

До настоящего времени недооценивается роль субширотных дизъюнктивов, которые слабо диагностируются в чехле, но четко выделяются в гравитационном и магнитном полях. В частности Бирский разлом и его продолжение прослеживается от Хингана до Сихотэ-Алиня, имеет важное значение в тектонике региона. Вдоль него происходит резкое изменение морфологии гравитационного поля. Ориентировка локальных аномалий Δg , как и ориентировка грабенов Среднеамурской депрессии, вдоль дизъюнктива меняется от северо-восточной до субширотной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С.3-13.
2. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России // Владивосток: Дальнаука. 2015. 132с. +цв.вкл
3. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. Москва: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
4. Потапов С.В., Спирина Е.Е. и др. Результаты глубинного сейсмомониторинга в Хабаровском крае // Сов. геол. 1979. № 3. С.23-30.

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ И ЭВОЛЮЦИИ СОСДВИГОВЫХ КИНКБАНДОВ (НА ПРИМЕРЕ КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА)

Митрохин А.Н.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: stakhor@yandex.ru*

Проблема формирования присдвиговых кинкбандов (S-образных флексурных изгибов слоистых толщ по простиранию) относится к разряду классических проблем в структурной геологии. Общеизвестно, что в сдвиговой зоне процесс изгибания слоев (складок) вправо (влево) по простиранию от исходного положения (косого по отношению к сдвигам) до направления, параллельного право (лево) стороннему сдвиганию, имеет характер пластической деформации. Вместе с тем, кинкбанд представляет собой [7 и др.] наиболее зрелую пликвативную форму сдвиговых дислокаций, проявляющуюся зачастую в парагенезисе с их сколовой формой (собственно сдвигами). С позиций пластических деформаций исследователи пытаются иногда объяснить и те случаи, когда слои (складки) в кинкбанде испытывали разворот более чем на 45° (вплоть до 90°). Или, говоря иначе, где слои отклоняются вправо (влево) от простирания правых (левых) сдвигов на угол до 45° .

Ярким примером тому служит региональный S-образный флексурный изгиб слоистости и складок, закартированный в складчатом основании Комсомольского рудного района (КРР) в пределах Комсомольской сдвиговой зоны (КСЗ) ССВ ($20-30^\circ$) простирания [1, 2, 5-7 и др.]. Составляющие ее левые сдвиги сформировались под действием ССЗ ($340-350^\circ$) латерального сжатия и контролируют в КРР проявления апт-кампанского магматизма и постмагматического оруденения турмалинового типа касситерит-силикатной формации. Основание же сложено верхнетриасово-валанжинскими кремнисто-терригенными и флишoidalными породами, которые [3, 6, 7 и др.] в готериве-барреме (т.е. до формирования системы ССВ рудоносных левых сдвигов КСЗ) были смяты под действием того же ССЗ сжатия в тесно сжатые (до изоклинальных) СВ ($40-55^\circ$) складки с крутыми крыльями и преимущественно субгоризонтальными шарнирами. Затем в период становления КСЗ в апте-кампане складки

основания были развернуты влево до ССВ направления (т.е. параллельного сдвиганию), а в центральной части КРР обрели еще и СЗ ориентацию.

Чтобы объяснить последнее, исследователи КРР, исходя из упомянутого выше традиционного подхода, связывали это обычно не с дальнейшей эволюцией самой КСЗ, а с активным наложением на КСЗ сквозных систем либо СЗ [2], либо субширотных [5] левых сдвигов. Тем самым подразумевалось коренное изменение геодинамической обстановки в районе на дорудном этапе формирования КСЗ, что обосновывалось тем, что рудоносные сдвиги являются секущими по отношению к участкам СЗ простираения терригенных толщ основания.

Но, выявленная преемственность дислокаций основания деформациями апт-кампанского вулканогенного чехла КРР [3, 6, 7 и др.] говорит об обратном: развитие этого самого кинкбанда происходило, в сущности, синхронно со становлением рудоносных левых сдвигов КСЗ.

Последнее происходило в течение апта-кампана непрерывно путем плавной миграции рудоносных сдвигов из нижних уровней коры в верхние. Характер проникновения сдвигов в верхние структурные этажи в целом отвечает общеизвестной схеме В. Риделя. Наиболее контрастно это выражается в проявлении в чехле над сдвигами основания эшелонированных структур, являющихся, как известно [3, 6, 7 и др.], эмбриональными формами проявления сдвигов. Тем не менее, как показывает анализ погоризонтных планов на локальных рудных объектах КРР, переход от наиболее проработанных интервалов сдвигов к эшелонам оказывается достаточно плавным: отклонение по восстанию их сколовых и раздвиговых звеньев влево по простираению имеет постоянный градиент около $2.5^\circ/100$ м. Причем это от характера среды не зависит, включая степень смятия вмещающих пород. За счет такого отклонения сдвигам и их сегментам присуща отчетливая пропеллерообразная форма [3, 6 и др.].

При изучении пространственного поведения слоистости оказалось, что на крыльях сдвиговых зон она ведет себя аналогичным же образом. Если на участках ССВ простираения слоистости (Придорожное месторождение [3 и др.]) ее разворот влево по восстанию статистически едва улавливается и заметен только при картировании осей складок, то на участках ССЗ-СЗ простираения слоев терригенного основания (Фестивальное месторождение [2, 5, 6 и др.]) он фиксируется уже вполне отчетливо, в т.ч. и в статистическом выражении [6].

Такая тенденция очень тесно коррелирует с резко однонаправленным левосторонним характером региональных послонных смещений, что особенно отчетливо наблюдается в межсдвиговых блоках. Здесь ориентация послонных левых сдвигов варьирует от ССВ до СЗ. Они, и в чем мы солидарны с В.И. Сучковым (1989), образуют генетическую цепь, отвечающую схеме Д.Д. Муди и М.Д. Хилла [4], для которой (в КРР) родоначальниками стали ССВ левые рудоносные сдвиги, а венчают ее северо-западные.

Особенно хорошо это видно *in situ* в обнажениях терригенного фундамента на бортах дороги к Центральной обогатительной фабрике Солнечного ГОКа, разрезающей восточный склон горы Холдами над правым бортом р. Силинки (пос. Солнечный) (в зоне влияния западного крыла Холдаминского левого сдвига). Тут СЗ послонные (как правило, пострудные) левые сдвиги (сколы) вкуче с подчиненными им правыми субширотными сдвигами в любом случае образуют устойчивые, и наиболее молодые (и четко фиксируемые) парагенетические ассоциации.

Отсюда вытекает, что разворот слоистости до СЗ ориентации в рассмотренном кинкбанде КРР достигался не пластическими, а вторичными сколовыми деформациями, порожденными левыми сдвигами КСЗ через перестройку регионального поля напряжений путем наложения на него вторичных полей напряжений, генерированных этими же сдвигами в процессе их активизации и роста в междвиговом пространстве. Что отвечает наиболее зрелым стадиям развития этих же самых дислокаций. А это, с точки зрения относительного геологического

возраста, как бы ни парадоксально выглядело бы, отвечает наиболее поздней фазе развития сдвиговых дислокаций. Иначе говоря, кинкбанд КРР является самой молодой синсдвиговой структурой района. Ну и геодинамическая ситуация формирования такого кинкбанда отвечает додеструктивной стадии развития региональных сдвиговых дислокаций, когда удлинение междвиговых блоков (чьим следствием и является указанная схема развития послыдных смещений), достигает своей максимальной величины без заметного разрыва сплошности блоков по простиранию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района / Е.А. Радкевич – ред. М.: Наука. 1971. 335 с.
2. Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука. 1979. 135 с.
3. Митрохин А.Н. Геодинамика формирования разрывных рудоконтролирующих структур Придорожного и Октябрьского месторождений (Комсомольский район): Автореф. канд. дисс. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР. 1991. 25 с.
4. Муди Дж.Д., Хилла М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ. 1960. С. 265-333.
5. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. Кн. 1. М.: Недра. 1986. С. 340-399.
6. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 46-56.
7. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1989. 166 с.

О СКОЛОВО-СКЛАДЧАТОМ КОРОБЛЕНИИ КОРЫ В УСЛОВИЯХ ПРОДОЛЬНОГО СЖАТИЯ

Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail:
nevpeter@yandex.ru*

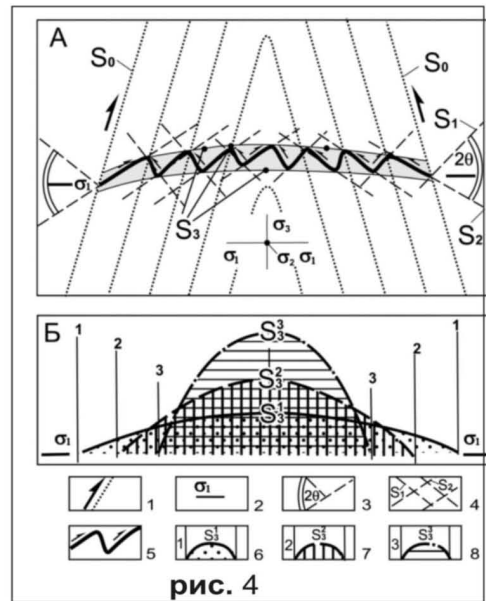
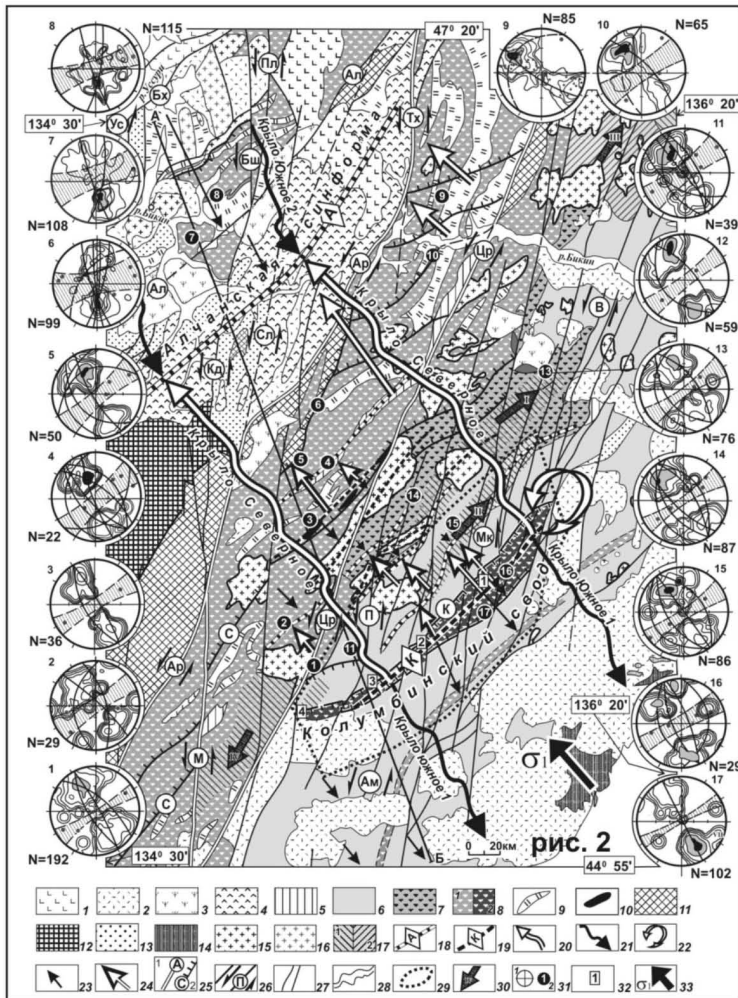
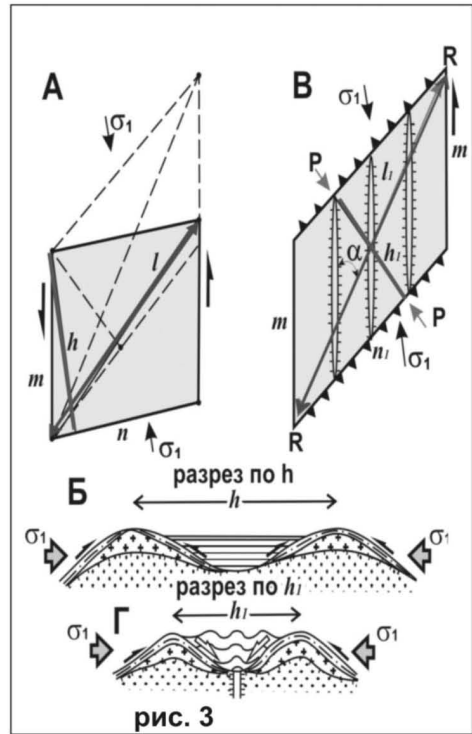
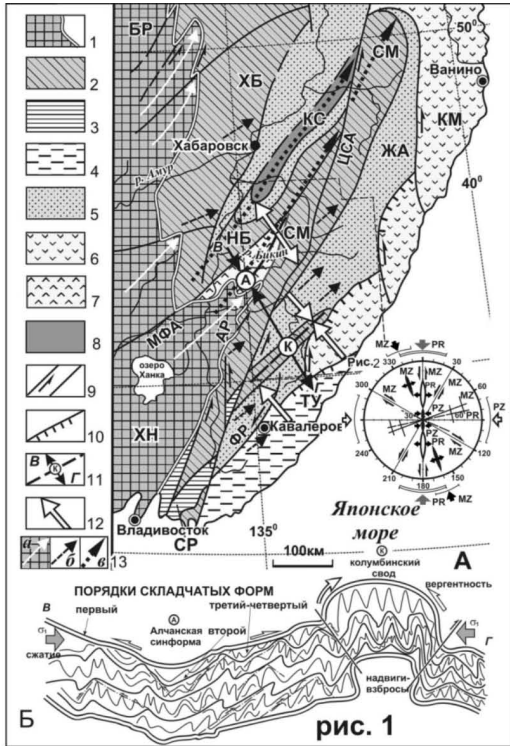
Складкообразование в Приморье и других регионах Востока Азии, особенно в мезозое-кайнозое, обусловлено продольным сжатием, а также его производными: фронтальными и сдвиговыми движениями коровых масс. Об этом свидетельствует громадный фактологический материал по динамике регионального и локального структурирования, в том числе в 3d для большинства месторождений и рудных районов. Установлена двукратная ортогональная смена сжатия. Она вызвана разными движениями континентальных блоков и связана с ускорением и замедлением вращения Земли на фоне плавных флуктуаций ее угловой скорости [4, 5]. Фиксируются [3] три периода активизации сжатия, проявленные в структурах разновозрастных террейнов [1] (рис. 1, диаграмма). *СЮ-ССВ сжатие PR-PZ, периода* отражено в вергентном к северу рисунке смятия по 3В гнейсоватости и сланцеватости в кристаллических блоках Ханкайского массива. *Палеозойское 3В-сжатие (PZ)* проявлено в домезозойских комплексах, где сформированы крупные структуры коробления и сплющивания [3]. План *мезозойско-кайнозойского геодинамического периода (MZ)* сформирован при воздействии северо-северо-западного (ССЗ) сжатия. На его примере путем структурно-динамического анализа исследовались нами механизмы сколово-складчатого коробления.

Эталонный район Центрального Сихотэ-Алиня принадлежит главным образом аккреционному Самаркинскому и турбидитовому Журавлевскому террейнам, разделенным Центральным Сихотэ-Алинским разломом (рис. 1, 2). Для изучения складчатости, применялись углу-

бленный графический и статистический анализы ориентировок слоев и разрывов [3]. В результате реконструирована крупная складчатая конструкция. Её основу представляют структуры 1-го порядка Колумбинский свод, и Алчанская синформа (см. рис. 1, 2), охватывающие большую часть изученной площади, - представляющая собой асимметричное антиформное сооружение. Их крылья Северное и Южное 1 и 2 последовательно осложнены средними складками 2→3→4 и мелкими 5→6→7→8 порядков, независимо от порядков вергентных в направлении оси свода. В этой динамике крутые и короткие крылья имеют тенденцию к опрокидыванию. Складки всех порядков одинаково ориентированы и подобны, а также сопровождаются многочисленными надвигами, взбросами, право- и левосторонними сдвигами, сбросами. Складки установленные нашими методами зачастую не согласуются с закартированными. На основании анализа несоответствий фиксируется несколько наложено-унаследованных эпизодов смятия, они состоят из разнопорядковых периодов: например, циклов→тактов→ритмов. Каждый из них начинался с импульсного пластично-хрупкого «взламывания» ранних каркасов расслаивавшимися субстрат системами сопряженных сколов – встречных надвигов и взбросов. Импактная стадия, в рамках периода активности, сменялась длительной слабосильной ползучестью, которое наращивало смещения по надвигам, усложняло ранние формы, сменяя наложенные надвиги и иницируя течение вещества. В сочетании стадий импактности и ползучести и состоит, по-видимому, суть деформации коробления.

Импульсы коробления затрагивают все уровни глубинности. Здесь аналогичные ВС и ВСВ сколово-складчатые направления имеют варьирующие изоденсы плотности и электрического сопротивления субстрата коры в диапазоне глубин 10-35 км [1]. Такая связь тектоники и геофизики, например, подтверждается тем, что приханкайские триасово-меловые и кайнозойские прогибы, локализирующие эффузивы и угленосные осадки, расположенные нормально к «вектору» мезозойского сжатия, заложены короблением жесткого рифейско-фанерозойского фундамента сопряженными сколами. По сему, очень вероятно, что продольное ССЗ сжатие, коробящее субстрат, «пульсировало» и при заложении бассейнов и осадконакоплении. Примером оформления впадины короблением может служить Раздольненская (T_3-K_1) и сопряженная с ней Павловская ($Pg-N_1$) депрессии. Этот пример из Западного Приморья примечателен тем, что здесь фиксируются несколько эпизодов (импульсов) ССЗ сжатия, причем разделенных вехами базальных горизонтов. То есть, значит, есть возможность глянуть на динамику структурирования в 3d. Специфично, что каждый эпизод имеет свой дислокационный набор, он начинается с нормальных к сжатию надвигов, сопровождающихся согласным смятием и (с некоторым запаздыванием) левыми сдвигами и раздвигами. Здесь рассмотрен один из них. Пусть в этот период участок Раздольненской впадины заложен в виде параллелограмма (рис. 3) со сторонами m и n , представляющими собой реальные тектонические элементы: m – меридиональные левосторонние сдвиги, а n – восточно-северо-восточные складки и надвиги. На участок влияют: сжатие и его производные коробление и левостороннее сдвижение (рис. 3 Б, В). Участок при нагнетании давления P коробится по $h > h_1$ с образованием прогиба и обрамляющих надвигов, разбегающихся от его оси. Субсинхронно участок под воздействием левостороннего сдвигания удлиняется и по длинной диагонали происходит растяжение – R: $l < l_1$. Ранние разрывы, расположенные под крутым углом α к $l-l_1$, приоткрываются и трансформируются в раздвиги и сбросы (рис. 3, В. Д). С учетом данных по геофизическим неоднородностям, пусть с оговорками, этот механизм, приобретая разные масштабы, вписывается в эпизоды Сихотэ-алинской складчатости. Поэтому, возвращаясь к Центральному Приморью, справедливо рассмотреть и механизм сколового оформления самих складок для смятой слоистой среды (рис. 4).

Допустим, после достижения предела пластичности в импактную стадию происходит резкое нарастание продольного сжатия σ_1 . Это приводит к формированию двух наведенных



тангенциальными напряжениями систем сопряженных сколов – встречных надвигов S_1 и S_2 , сочетания которых стали канвой неоднородности (рис. 2А, В). Не приходится сомневаться, что доминируют именно надвиги (см. рис. 2Г, Д, Е). Примечательно, что они везде отвечают конвергентному стилю складок. Деформируемая по типу чистого сдвига среда, соответствующая вмещающему каркасу, выражена сжатой складкой с крутыми падениями крыльев – S_0 . Будем считать среду изотропной, поскольку сжатие ориентировано субнормально к крутым крыльям. Согласно хорошо известному преобладанию одной из сопряженных сколовых систем [6], доминирует та (S_1 или S_2), сколовые движения по которой согласуются с восходящими движениями на «своем» крыле складки. Доминантные сколы превосходят угнетенные длиной, частотой и амплитудой. По причине преобладаний амплитуд доминирующих сколов-надвигов, например, по S_1 , угнетенные сколы S_2 , вероятно, могут испытывать приоткрывание (или наоборот). В итоге из сочетания сколов S_1 и S_2 образуется угловато-волнистая разрывная поверх-

Рис. 1. А – Мезозойские складки в террейнах по [1] Сихотэ-Алиня и его обрамления; **Б** – стиль складок 2-4 порядков в разрезе по линии **В-Г**.

1 – докембрийские-раннепалеозойские и супертеррейны: **БР** – Буреинский; **ХН** – Ханкайский; 2 – фрагменты аккреционных призм (**СМ** – Самаркинский, **НБ** – Наданьхада-Бикинский, **ХБ** – Хабаровский, **БД** – Баджалский), 3 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы (**СР** – Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 4 – 8 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – неокомской аккреционной призмы (**ТУ** – Таухинский), 5 – приконтинентального синдвигового турбидитового бассейна (**ЖА** – Журавлевский), 6 – баррем-альбской островодужной системы (**КМ** – Кемский); 7 – Алчанская меловая впадина; 8 – альбской аккреционной призмы (**КС** – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: **МФА** – Мишань-Фушунский (Алчанский), **Ар** – Арсеньевский, **ЦСА** – Центральный Сихотэ-Алинский, **ЗП** – Западно-Приморский, **ФР** – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – ось и крылья Колумбинского свода; 12 – соскладчатое движение масс; 13 – складки коробления; а – предполагаемые в блоках Ханкайского массива, б – установленные в мезозойских террейнах.

Рис. 2. Сколово-складчатые структуры Центрального Приморья. Карта-схема составлена по материалам доизучения (Г.С. Белянский, А.Н. Лызганов, А.Т. Кандауров и др.), тектоническим схемам по [4] и др.

1-9 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные базальты, 2 – К-Рг вулканогенные, 3 – Рг угленосные, 4 – $K_{1,2}$, вулканогенные и вулканогенные и Алчанской впадины, 5 – al_3 молассоидные, 6-8 – флишиды: 6 – готерив-аптские, 7 – b-v микститоподобные, 8 – J_{2-3} кремнистые микститовые: J_{2-3} (1), J_3 (2), 9-10 – олистоплак (?): 9 – T_3 кремней, 10 – P_2 известняков; 11 – $P_{1,2}$ континентальные, 12 – R метаморфические; 13 – T-J континентальные; 14-16 – граниты: 14 – Рг, 15 – K_1, K_2 ; 16 – J_3 (?); 17 – ореолы роговиков (1), пропицитов (2); 18-19 – оси: 18 – Алчанской синформы, 19 – Колумбинского свода; 18-21 – структурное наращивания крыльев 1-го порядка: 20 – к СЗ, 21 – к ЮВ; 22 – омегаобразное ядро свода; 23-24 – наращивание крыльев 2-го порядка: 23 – к ЮВ, 24 – к СЗ; 25 – разломы: региональные сдвиги (1): **Ц** – Центральный Сихотэ-Алинский, **М** – Меридиональный, **Ар** – Арсеньевский, **Тх** – Тахалинский, надвиги (2); 26 – сдвиги 2-го порядка; 27 – сдвиги 2-3-го порядка; 28 – р. Бикин; 29 – контур Благодатнинской золотоносной площади; 30 – направление погружения крипобатолитов 31 – диаграммы ориентировки слоев и места взятия замеров; 32 – рудопроявления золота; 33 – региональное сжатие.

Рис. 3. Вероятный механизм складчато-сколового коробления при формировании впадин в условиях С В продольного сжатия. А и Б в плане, В и Г в разрезе.

А – участок недеформированный, m и n – стороны, h – высота, l – диагональ; Б – разрез по h ; В – деформируемый; Г – разрез по h_1 .

1 – фундамент; 2 – несмятые отложения; 3 – отложения, смятые; 4 – кинематические комплексы; 5 – вероятная гранитизация; 6 – раздвиги и сбросы; 7 – сжатия s_1 ; 8 – давление и сдвиг; 9 – направление растяжения; 10-11 – надвиги в плане и разрезе; 12 – оползни.

Рис. 4. Модель образования сколовых складок.

А – формирование вторичных сопряженных сколов и оформление складчатости, Б – вероятное поэтапное искривление сколово-складчатой зоны разуплотнения.

1 – траектории слоев или сланцеватости (S_0) складки протокаркаса (стрелки – послойные движения); 2 – направление сжатия; 3 – угол сопряжения $2q$; 4 – сопряженные сколы (S_1 и S_2); 5 – конфигурация сколовых складок в зоне, ограниченной поверхностями S_3 ; 6-8 – предполагаемое искривление зоны S_3 с последовательным сводообразованием за три импульса сжатия: – первый, 7 – второй, 8 – третий.

ность. В стадию ползучести угловатость сглажена в результате течения субстрата и мерцательных импульсов образующих, сколы высоких порядков. Видимо, в зонах поверхностей S_3 происходит приоткрывание сочетающихся сколов, достаточное для их выполнения мобильным веществом. S_3 постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 - S_3^2 - S_3^3$ при поэтапном сжатии всего контура (рис. 4Б). Процесс изгиба S_3 способствует формированию некоего свода и разуплотнению в нем среды с развитием мелкой пористости и трещиноватости, визуально не нарушающих сплошность субстрата. Благодаря этому концентрируется мобильное вещество. Рассмотренные механизмы коробления, безусловно, действительны и для ССЗ мезозойского сжатия [3, 4].

По существу коробление, происходящее на фоне сдвижения, является универсальным механизмом складчатости.

Продуцированный им структурный рисунок, состоящий из дизъюнктивных и пликативных форм, безусловно, является каркасом для всех вещественных комплексов, образующих, сшивающих и перекрывающих коллаж мезозойских террейнов.

Представляется всеобщим, охватывающим все уровни коры, импульсное развитие сколообразующих тангенциальных напряжений, прямых производных продольного сжатия. Они воспринимаются основной причиной структурной канвы, пронизывающей по сути все структурно-вещественные комплексы. Есть все основания рассматривать её как динамический алгоритм большинства событий осадконакопления, магматизма и рудообразования в процессе эволюции коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (В 2-х кн.) / под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука. 2006. С. 1-572.
2. **Иванов Б.А.** (1972) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во. 115 с.
3. **Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Кутуб-Заде Т.К.** Геологическое строение Западного Приморья: динамика структурирования // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 17-37.
4. **Уткин, 1980 Уткин В.П.** Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144
5. **Уткин В.П.** Что определяет сдвиговый тектогенез Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: тектоническая активность океанических плит или Азиатского континента? // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 17-20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука. 2014. С. 130-133.
6. **Ярошевский В.** Тектоника разрывов и складок. М.: Мир. 1981. 245 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИКИ ИСИКАРИ-ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО БАСЕЙНА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА.

Нечаяк А.Е.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
E-mail: alexvlad@inbox.ru*

Татарский пролив, отделяющий о. Сахалин от материка, протягивается в меридиональном направлении на 700 км, соединяясь на севере с Амурским лиманом через пролив Невельского и раскрываясь на юг в глубоководную котловину Японского моря. Западное, материковое побережье сложено преимущественно слабо дислоцированными третичными, значительно реже – верхнемеловыми вулканитами среднего и основного состава [1]. Основными разломами являются Тымь-Поронайский и Западно – Сахалинский (проходит между о. Сахалин и Татарским проливом).

В пределах Татарского пролива выделяется три бассейновые впадины (с севера на юг) – Северо-Татарская, Южно-Татарская и Исикари-Западно-Сахалинская [2]. В структурном отно-

шении это грабены (или системы грабенов) в целом северо-восточного простирания.

Исикари – Западно – Сахалинский бассейн протягивается почти на 800 км от Центрального Хоккайдо до южной части Татарского пролива при ширине от 20-25 до 50 – 60 км. На юге Татарского пролива бассейн расположен в его шельфовой части и отделен от остального пролива Пионерским поднятием. В составе бассейна установлены: Монеронский, Холмский, Ясноморский прогибы разделенные Монеронским, Холмским и Крильонским поднятиями (рис. 1).

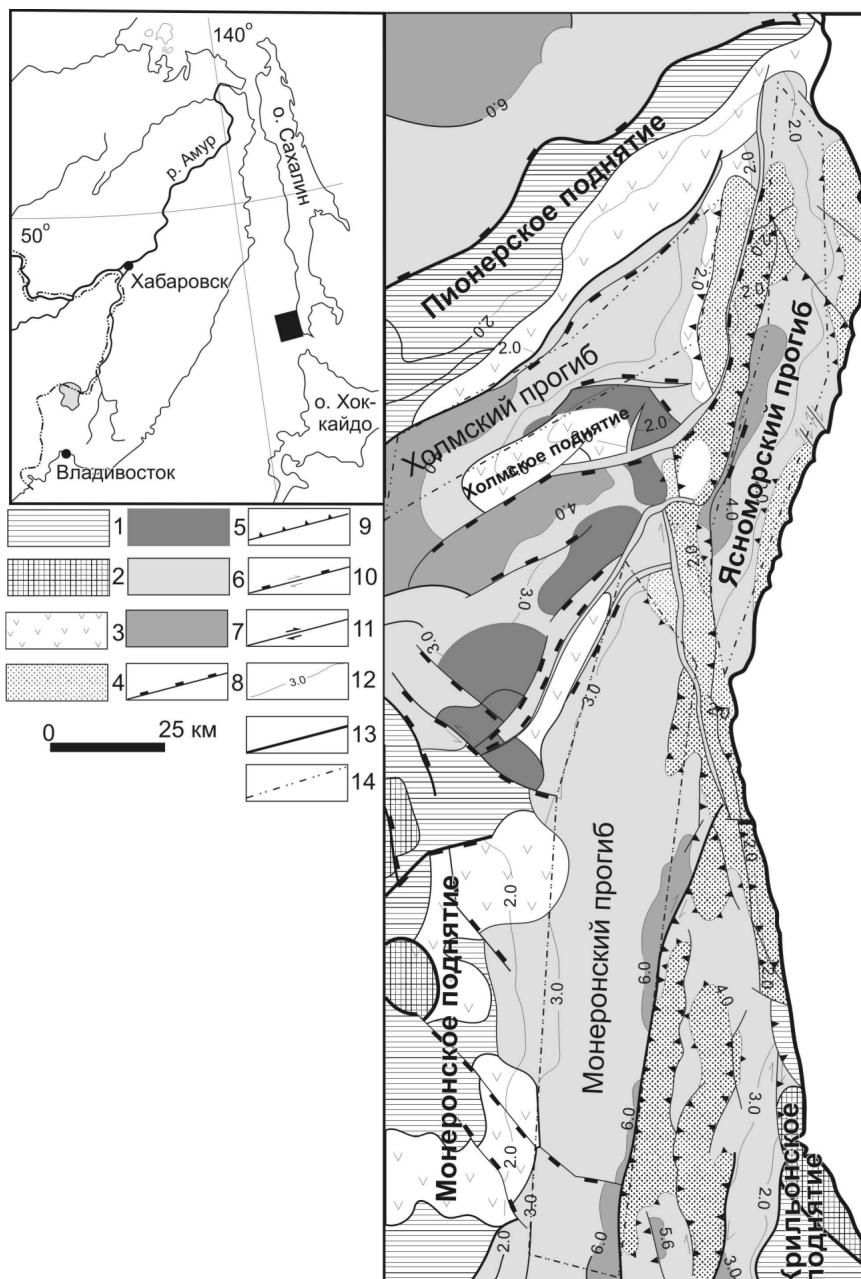


Рис. 1. Принципиальная структурная схема северной части Исикари – Западно – Сахалинского бассейна. Карта составлена с использованием материалов Кириллова, Жаров, Маргулис, 2004.

1 – межбассейновое поднятие; 2 – миоцен-плиоценовые конседиментационные поднятия; 3 – вулкано-тектонические миоцен-плиоценовые поднятия; 4 – постседиментационная антиклинальная зона; 5 – конседиментационная антиклинальная зона; 6 – прогибы глубиной до 3 км; 7 – прогибы глубиной от 3 до 6 км; 8 – сбросы; 9 – взбросы; 10 – сбросо-сдвиг; 11 – сдвиг; 12 – изогипсы кровли акустического фундамента; 13 – разломы; 14 – границы прогибов (pool – apart basins).

Указанные поднятия ограничены взбросами и сбросами, часто имеют вулканическую природу. Мощность осадочных отложений на поднятиях до нескольких сотен метров.

Мощности осадочного чехла в прогибах достигают 3 км в том числе в Монеронском – до 2,5 км; в Ясноморском – от 1 до 2,5 км; в Холмском – до 3 км. В этих прогибах возраст отложенный установлен как палеоген – раннемиоценовый. Осложняющими элементами впадин являются внутрибассейновые горсты и грабены, а также конседиментационные и постседиментационные приразломные складки.

Геометрия впадин (намечающийся в плане ромбовидный облик), анализ распределения мощностей и фаций кайнозойских образований и особенности их деформаций позволяют сделать вывод о том, что формирование этих впадин происходило в поле ориентированного на северо-восток (30-60°) регионального сжатия. Вдоль ограничивающей бассейны с востока зоны Западно-Сахалинского, как и вдоль располагающегося восточнее Тымь-Поронайского разломов при таком направлении сжатия можно предполагать доминанту правосдвиговых перемещений [3], а рассматриваемые впадины, соответственно, можно считать структурами синдвигового растяжения (pull-apart basins) (см. рис .1).

Изменение геометрии впадин и характера перемещений по материнским разломам произошло вероятнее всего на границе миоцена и плиоцена и связано со сменой направления регионального сжатия с северо-восточного (30-60°) на субширотное (60-90°). В плиоцен – четвертичное время разломы Западно – Сахалинской системы трансформировались во взбросы и надвиги с падением сместителя на запад и реже на восток. В доплиоценовое время вышеуказанные разломы являлись сдвигами с крутопадающими сместителями.

Субширотное направление сжатия (60-90°) подтверждается данными GPS – навигации и ориентировками осей сжатия землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта о. Сахалин. Л.: ВСЕГЕИ. 1969. Редактор В.Н. Верещагин, М 1:1000000
2. Кириллова Г.Л., Жаров А.Э., Маргулис Л.С. и др. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука. 2004. 220 с.
3. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина и месторождений углеводородов и рудоносных зон. // Геодинамика литосферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 1. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ. 1997. С. 80-109.

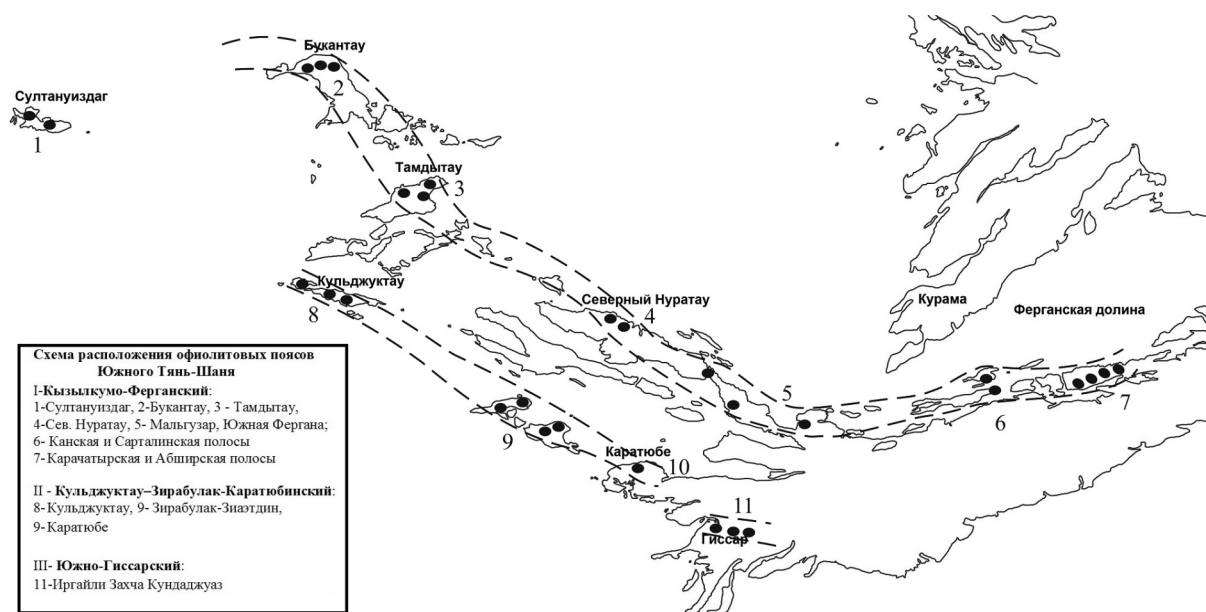
ОФИОЛИТЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Нуртаев Б.С., Зенкова С.О.

Институт геологии и геофизики АНРУз, Ташкент, Узбекистан, e-mail: nurtaev@ingeo.uz

В современных геотектонических построениях большое значение уделяется офиолитам - закономерной для определенных этапов развития складчатых областей ассоциации пород габбро-гипербазитового состава, основных вулканитов и глубоководных осадков. Распространение офиолитов (обычно в виде меланжа), нередко испытавших метаморфизм высокого давления — низкой температуры, является наиболее достоверным признаком сутур, или швов, маркирующие зоны столкновения, коллизии литосферных плит.

Анализ офиолитовых ассоциаций **Западной части Южного Тянь-Шаня** нами проводится по работам [1,5]. Они прослежены по всему протяжению Южного Тянь-Шаня от Южного Приаралья до Восточного Тянь-Шаня, что позволяет говорить о единой области с океаническим строением – Туркестанском океане (рис.1).



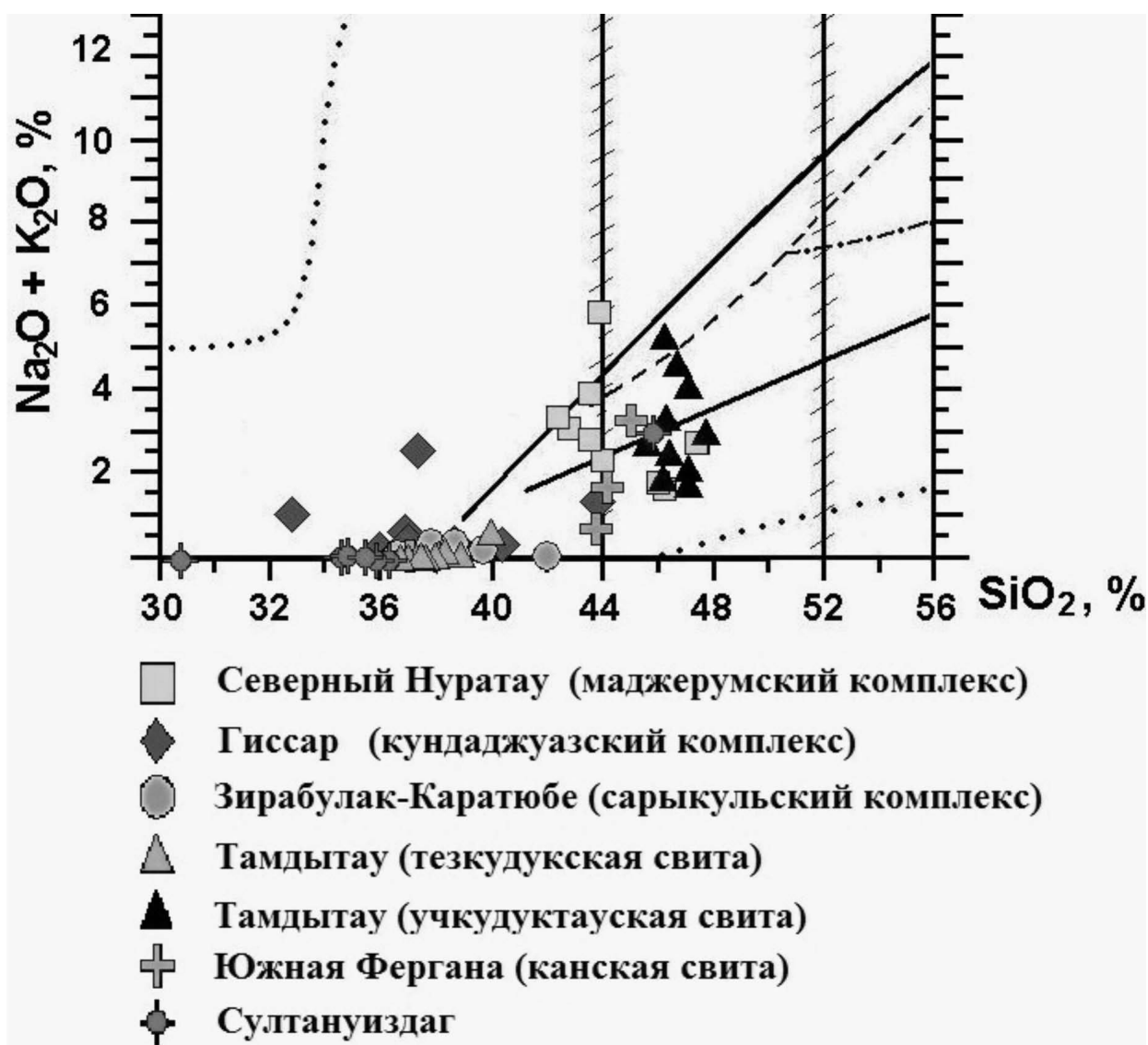
Формации океанского или аккреционного происхождения примыкают к окраине Среднего Тянь-Шаня, образуя здесь Южно-Тяньшанскую сутуру [2,3]. Граница между Средним и Южным Тянь-Шанем, в основном, погребена под чехлом молассовых образований (поздний карбон-пермь), континентально-морских (средняя юра-палеоцен) и неоген-четвертичных отложений. Эта граница, представляющая собой сутуру, маркируется высокобарическими метаморфическими сланцами маджерумской, кумбулакской, учкудуктауской свит и канской серии, занимающих самое верхнее положение в аккреционной призме [3]. В основании метаморфических сланцев, как правило, залегает серпентинизированный гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс в виде тектонических линз, реже расслоенных массивов. Метаморфические сланцы и подстилающие гипербазиты имеют сложную историю формирования и представляют собой аккретированные фрагменты разрезов коры океанического типа и островных дуг (от ордовика до карбона), погруженных в зоне субдукции до глубин до 15 км и эксгумированные в раннем-среднем карбоне. Метаморфический комплекс тектонически подстилается схожими, но слабоизмененными вулканогенно-кремнистыми образованиями [4].

Букантау-Нуратау-Южно-Ферганский (главный) офиолитовый пояс в виде пологой дуги субширотного направления прослеживается от гор Букантау до подножия Ферганского хребта через районы Тамдытау, Нуратау, Мальгузар и северные предгорья Алайского хребта. Вместе с находящимся восточнее Атбашинским поясом он составляет Южно-Тяньшаньский офиолитовый пояс общей протяженностью свыше 2000 км. Пояс характеризуется преимущественным развитием гипербазитов при подчиненном значении габброидов. Для него характерны породы габбро-перидотитовой и габбро-плагиогранитовой формации [1,5]. Базиты и гипербазиты слагают линзообразные межпластовые тела небольших размеров; представлены серпентинитами, продуктами их изменений, габбро и габбро-амфиболитами. Данный офиолитовый пояс, прослеживающийся из северо-западного Узбекистана в западные районы Китая, трассирует сутуру Туркестанского палеоокеана, закрывшегося в конце каменноугольного периода [2,3].

Кульджуктау-Зирабулак-Каратюбинский пояс – прослеживается на расстоянии около 500 км через районы Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинские и Каратюбинские горы. Ультрабазиты и габброиды в его составе развиты примерно в равных количествах, образуя дайко и линзовидные тела размером 10-600 м сложенные преимущественно антигоритовыми серпентинитами, апосерпентинитовыми гидротермально-измененными породами и габбро-

амфиболитами. В.И.Троицким здесь выделен Зарафшанский палеоокеан, принимаемый им за северную границу Палео-Тетиса и с субдукцией под южный Афгано-Таджикский микроконтинент [7]. Однако в магнитных и гравитационных полях данный пояс никак не выделяется, в отличие от Букантау-Нуратау-Южно-Ферганского и Южно-Гиссарского [6].

Южно-Гиссарский базит-гипербазитовый пояс – проходит по южным склонам Гиссарского хребта на протяжении 150 км и характеризуется небольшими линзовидными телами серпентинитов и габброидов, расположенными в зоне Южно-Гиссарского разлома среди вулканогенно-осадочной толщи $S_{1,2}$. Наиболее крупные из них – Кундаджуазский (бассейн р. Туполанг, 0,7 км²), Захчинский (горы Яккабаг – 0,2 км²) и Иргайликский (междуречье Алмалы-Иргайлик – 0,5 км²). Тела имеют линзообразную форму, их контакты с окружающими нижнекарбонowymi известняково-песчано-сланцевыми и вулканогенными породами тектонические [1]. По составу они отнесены к габбро-перидотитовой, перидотит-пироксенитовой и габбро-плагиогранитовой формациям. Офиолитовые комплексы всех трех офиолитовых поясов имеют близкий химический состав, что объясняется единым уровнем источника магмы, размещенной в верхней части мантии (рис.2).



Офиолитовая сутура закрывшегося Гиссарского океанического бассейна является границей структур Южного Тянь-Шаня с Каракумо-Таджикским массивом. Продолжение границы в западном направлении фиксируется под осадочным чехлом и устанавливается по интенсивным линейным положительным геофизическим аномалиям, рассматриваемым как погребенный офиолитовый пояс в полосе Мангышлак – Бухаро – Гиссарского разлома [6]. О существовании здесь палеосубдукционной зоны также служат результаты глубоких нефтяных скважин, пробуренных в пределах Бухарской ступени Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, где установлены крупные массивы гранитоидных интрузий.

Вдоль северной и южной границ Южного Тянь-Шаня (в современных координатах) протягиваются зоны высокобарического эклогит-глаукофансланцевого типа метаморфизма, характерного для субдукционных зон. Возраст его в основном ордовик-силурийский, что подтверждается как геологическими, так и имеющимися определениями радиологического возраста глаукофановых сланцев – 365 ± 5 , 408 ± 19 , 391 ± 16 млн. лет [4]. В палеозойской структуре эти зоны, вероятно, разделялись нижнепалеозойскими океаническими вулканогенно-осадочными образованиями, претерпевшими в основном начальный региональный метаморфизм. Туркестанский океан субмеридионального простирания с одной стороны, обрамлялся пассивными окраинами Казахстано-Киргизского континента, а с другой, – Тарима и Байсунского микроконтинента. В позднем карбоне при столкновении Казахстано-Киргизского континента с Таримом и Каракумо-Таджикским континентом закрылся практически весь Туркестанский океан [2, 3]. В отличие от Северного, и Среднего Тянь-Шаня, а также Каракумо – Таджикского континента, на территории Южного Тянь-Шаня достоверно установлены только гранитоиды карбона и перми, что свидетельствует о сомнительности существования в его пределах в допалеозойское время Алайского континента.

Таким образом, Южный Тянь-Шань в структурном отношении представляет собой покровно-складчатую систему, состоящую из северного и южного поясов покровов, перемещавшихся навстречу друг другу. Сочетание встречных движений Киргизско-Казахского и Каракумо – Таджикского микроконтинентов с субдукцией под них коры северной и южной окраины Туркестанского океанического бассейна предопределило формирование покровно-складчатой структуры Южного Тянь-Шаня, и возникновение вулканоплутонических поясов, наложенных на края Казахстано-Киргизского и Каракумо – Таджикского микроконтинентов. На севере – это Курамино-Бельтауская, а на юге Южно-Гиссарская магматические дуги [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минералогия. Т.: Фан. 1978. 167 с.
2. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПбГУ. 1996. 190 с.
3. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос. 2006. 215 с.
4. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. [Гл. ред. Т.Ш.Шаякубов, Т.Н. Далимов]. Ташкент. Университет. 1998. 723 с.
5. Головкин А.В. Листвениты и родингиты офиолитовых поясов Узбекистана: Кандидатская диссер. Т. 1984. 297 с.
6. Нуртаев Б.С. Палеозойские сутуры, их положение и роль в геологической истории Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2015. № 2. С. 3-11.
7. Троицкий В.И. Геодинамическая эволюция Заравшанского палеоокеанического бассейна и его окраин в палеозое // Вестник НУУз. 2007. № 1. С.15-25.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ И АВСТРАЛИЯ)

Петрищевский А.М.

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН

Биробиджан, e-mail: petris2010@mai.ru

Глубинное строение Северо-Восточной Азии изучено по редкой сети сейсморазведочных профилей и точечных магнитотеллурических зондирований, что не позволяет пока конструировать объемные модели глубинного строения тектоносферы этого региона по распределениям скоростей сейсмических волн и электрических сопротивлений. Единственным источником информации, который мог бы использоваться с этой целью, являются несоизмеримо более кондиционные гравиметрические данные, однако неоднозначность гравитационного моделирования в сложных геологических условиях (многоярусное строение и широкое проявление разнообразных по составу магматических комплексов) сдерживает здесь реализацию аналитических решений трехмерных обратных задач гравитационного потенциала. Выходом из создавшегося положения являются статистические генерализации решений обратных задач для простых источников, начало которым положено работами Ю.Я. Ващилова (1984), который во множественной постановке интерпретировал аномалии, близкие по форме к аномалиям над вертикальными параллелепипедами. Позже такой же подход был реализован автором этой статьи в классе плотностных неоднородностей с изометричным поперечным сечением [1].

Глубинное строение Австралийского континента несравнимо лучше изучено сейсмическим и магнитотеллурическим методами. 3D-сейсмические модели тектоносферы Австралийского континента (Australian Seismological Reference Model) [2, 4] описывают в трехмерном пространстве поведение главных границ раздела в земной коре и верхней мантии и распределения скоростей сейсмических волн до глубины 250 км. 3D-геоэлектрическая модель тектоносферы Австралии [5] описывает геоэлектрическую неоднородность земной коры и верхней мантии в горизонтальных сечениях на глубинах: 17, 25, 36, 52, 72, 92, 112, 132, 172 и 250 км.

Сопоставление моделей глубинного строения Северо-Восточной Азии и Австралии актуально по двум причинам. Научный интерес представляет сравнение глубинных структур земной коры и верхней мантии в далеко удаленных друг от друга районах западно-тихоокеанской окраины. Методический интерес определяется возможностью сравнения на территории Австралии реологических гравитационных моделей с 3D-моделями распределений сейсмических и геоэлектрических параметров, что невозможно для территории Северо-Восточной Азии.

В докладе рассматриваются 3D-пространственные распределения плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Северо-Восточной Азии и Австралии, моделируемые по единому алгоритму и компарируемые со всеми имеющимися геолого-геофизическими данными, что позволяет выявить общие и индивидуальные особенности глубинного строения удаленных друг от друга и неравномерно изученных фрагментов западно-тихоокеанской континентальной окраины. Носителям информации о реологических состояниях сред и глубинном строении тектоносферы в рассматриваемых ниже моделях является μ_z -параметр [1], повышенные и высокие значения которого характерны для древних метаморфических блоков и вулканогенно-кремнистых пластин, а в разрезе – для кристаллического слоя земной коры и нижнего слоя литосферы. Минимумы этого параметра повсеместно совпадают с зонами затухания и поглощения сейсмических волн, минимумами электрического сопротивления и зонами частичного плавления в теплофизических моделях.

По распределениям μ_z -параметра земная кора Австралии делится на семь сегментов (рис. 1b), соответствующих главным тектоническим структурам: кратонам Йилгарн, Пилбара, Северо-Австралийскому и Южно-Австралийскому, неопротерозойскому орогену Деламериан, палеозойским орогенам Лаклан (на юго-востоке Австралии) и Томсон (на северо-востоке). Коревые максимумы μ_z -параметра разделяются линейными зонами μ_z -минимумов (< 10 ед.), совпадающими с зонами низких электрических сопротивлений [5], низких скоростей поперечных сейсмических волн [2] и максимумами V_p/V_s -отношений [4]. Таким же образом по распределениям μ_z -параметра картируются коревые сегменты Северо-Восточной Азии [1].

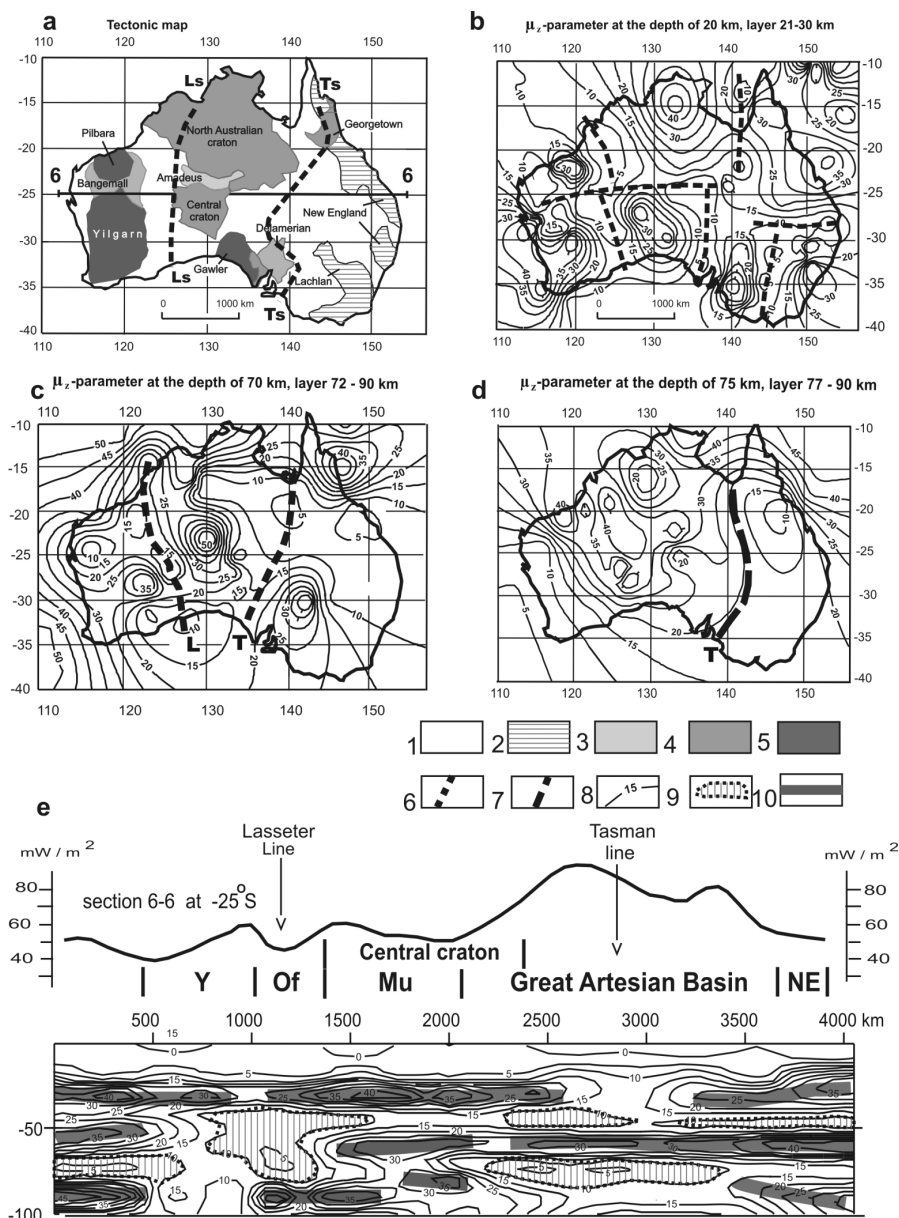


Рис. 1. Тектоническая схема (a) и карты-срезы распределений μ_z -параметра (b, c, d) с разрезом $\mu_z(x, y, z)$ -модели (e) Австралийского континента

1-5 – тектонические структуры: фанерозойские и палеозойские (1), палеозойские аккрецированные территории Восточной Австралии (2), позднепротерозойские-раннепалеозойские (3), палеопротерозойские и архейские (4); архейские (5); 6 – оси зон реологического разуплотнения на схемах; 7 – восточная граница кратонной литосферы; 8 – изолинии μ_z - параметра; 9 – зоны пониженной вязкости в разрезе; 10 – оси жестких пластин в разрезе. Обозначения структур: кратоны Йилгарн (Y) и Масгрейв (Mu); Of – впадина Оффисер; NE – складчатая система Новая Англия. Главные структурные швы: L – Лассетер, T – Тасман.

В глубоких слоях верхней мантии Австралии в распределениях μ_z -параметра и электрических сопротивлений (рис. 1с) обособляются архейский, протерозойский и фанерозойский сегменты литосферы, разделяемые зонами растяжения-сдвига Лассетер (на западе) и Тасман (на востоке). Восточная граница кратонной литосферы (AR-PR) отмечается резким скачком поперечных скоростей объемных волн [2] и значений μ_z -параметра (рис. 1d) на глубине 75 км. На этой границе происходит резкое сокращение мощности литосферы от 200 км – в кратонных районах Австралии до 70-80 км – под Большим Артезианским бассейном [2], занимающим большую часть территории Восточной Австралии.

В разрезах μ_z (x, y, H c)-модели (рис. 1e) проявлено реологическое расслоение кратонных блоков на среднекоровый (интервал глубин 15-30 км), нижнекоровый (30-45 км), подкоровый (50-70 км) и нижний литосферный (100-180 км) жесткие слои, разделяемые зонами пониженной вязкости разной толщины. Среди последних лучше всего выражен подкоровый вязкий слой, залегающий на глубине от 40 до 80 км и астеносфера в интервале глубин 100-180 км под кратонами и 90-150 км – под фанерозойскими структурами Восточной Австралии. Такая расслоенность близка к реологической расслоенности кратонной литосферы Северо-Восточной Азии, где подкоровый вязкий слой залегает на глубинах 35-60 км, а астеносфера – 90-130 км [1].

Границы между литосферными сегментами Австралии выражены разрывами жесткого (кристаллического) слоя коры и утолщениями подкорового вязкого слоя, который в сейсмических разрезах выражен зонами затухания и поглощения сейсмических волн. Совпадения этих зон с аномалиями теплового потока (рис. 1e) позволяют предположить расплавление, или сильное размягчение, этого слоя

В восточной части разреза 6-6 (рис. 1e) клиноформная жесткая коровая пластина в основании складчатой системы Новая Англия пододвинута под складчатый пояс Тасман, что принципиально согласуется с сейсмическими и геологическими моделями земной коры Восточной Австралии [3]. Эта часть разреза 6-6 обнаруживает черты удивительного сходства с разрезами Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы [1]. В обоих случаях в основании складчато-надвиговых комплексов залегают пластины океанического, или островодужного, происхождения, во фронте которых формируются аккреционные призмы: Самаркинская и Киселевско-Маноминская в Сихотэ-Алине и Tamworth – в Новой Англии. Складчатые комплексы надвинуты на погружающуюся к востоку кровлю кристаллической континентальной коры. Так же похожи пространственные ряды геологических формаций складчатых систем Лаклан и Сихотэ-Алинской по направлению от океана к материку.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Петрищевский 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. **Kennet B.L.N., Fichtner A., Fishwick S. & Yoshizawa K.** Australian Seismological Reference Model (AuSREM): mantle component. *Geophys. J. Int.* 2013. 192. 871-887.
3. **Korsch, R. J., Johstone, D. W., & Wake-Dyster K. D.** Crustal architecture of the New England Orogen based on deep seismic reflection profiling. In: *Tectonic and Metallogenesis of the New England Orogen*. Geological Society of Australia. Special Publication. 1997. 19. 29-51.
4. **Salmon M., Kennett B.L.N. & Say E.** Australian Seismological Reference Model (AuSREM): crustal component. *Geophys. J. Int.* 2013. 192. 190–206.
5. **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. 2014. *Geophys. J. Int.* 198 (2). 1171-1186.

РОЛЬ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ТЕКТониКИ В ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ

Рапацкая Л.А.

*Иркутский национальный исследовательский технический университет
г. Иркутск, e-mail: raplarisa@yandex.ru*

Анализ условий геодинамического формирования месторождений углеводородов (УВ) в пределах Сибирской платформы позволяет установить многофакторную роль дизъюнктивной тектоники в их онтогенезе. При этом следует отметить, что далеко не всегда эти факторы приносят положительную компоненту в образование месторождений нефти и газа. По масштабам их проявления и значимости эти факторы можно условно разделить на 3 группы: глобальные, региональные и локальные.

1) Глобальные. Общеизвестным является приуроченность большинства крупнейших нефтегазоносных бассейнов мира к пассивным континентальным окраинам древних кратонов и к рифтам, главным образом мезо-кайнозойского возраста [3]. Если принять во внимание, что пассивные окраины формировались в результате деструкции континентальной коры под влиянием восходящих мантийных потоков и являются собой результаты существования некогда мощных рифтовых систем, развитие которых привело к раскрытию океанов, то вполне реален тот факт, что большинство (87-95%) выявленных запасов УВ, по современной статистике, приурочено к пассивным окраинам континентов. Самые крупные в мире скопления УВ сконцентрированы в пределах длительно развивающихся (более 300 млн. лет) пассивных окраин, например Персидской, Аляскинской и др., трансформированных столкновением плит в мелкайнозойский этап.

Формирование рифтовых структур в условиях растяжения континентальной коры, сопровождавшееся её утонением, прогревом, повышением проницаемости на фоне контрастных блоковых движений по глубинным разломам, вулканической и гидротермальной деятельностью, ускоренной седиментации с поступлением большого объема осадков и органики создавали исключительно благоприятные условия для процессов нефтегазообразования [2].

Сибирский кратон находится почти в сплошном кольце рифтогенных структур разного возраста и древних пассивных окраин. На севере кратона расположен мезозойский Енисей – Хатангский палеорифт, (включающий одноименный нефтегазоносный бассейн), который, с позиции тектоники плит рассматривается как структура, сформированная над внутриконтинентальной рифтовой системой доюрского возраста. В составе бассейна выделено 9 региональных и зональных резервуаров: 6 в юрских, 2 в нижне- и 1 в верхнемеловых отложениях. Самой крупной и перспективной зоной является Танамо – Малохетский мегавал, где открыты наиболее крупные по запасам месторождения: Мессояхское, Южно- и Северо – Соленинское, Пеляткинское и др.

Предверхоянский краевой прогиб – пример бассейна палеозойской пассивной окраины вдоль восточного обрамления Сибирского кратона. Он протягивается в виде выпуклой к юго-западу дуги от низовий Лены до среднего течения Алдана. Дорифейский фундамент прогиба погружен на глубины от 5 до 10-15 км. Прогиб выполнен отложениями мезозоя – юры платформенного типа и мощными (до 4-5 км) тонкообломочными угленосными молассами нижнего и верхнего мела и осложнен системой шарьяжно – надвиговых структур, типичных для краевых частей кратонов. Открытые газоконденсатные месторождения расположены в Китчанской зоне надвиговых дислокаций. В разведанных месторождениях – Усть-Вилуйском и Собо-Хаинском – продуктивные горизонты приурочены к юрским отложениям.

Куюмбинский рифт на западе кратона также входит в систему рифтов Сибирской платформы и в геоструктурном плане находится в пределах Байкитской антеклизы. Является высокоэнергетической и высокопроницаемой литосферной структурой, создающей оптимальные условия для транзита глубинных флюидных потоков и определяющей основные особенности процессов нефтидогенеза в древних (верхне-протерозойских толщах) Байкитско – Катангского региона Восточной Сибири [4]. К этому рифту приурочен гигантский и самый древний на планете (верхне-протерозойский) Куюмбинско – Юрубчено – Тохомский ареал нефтегазо-накопления, который контролируется огромным трещинным массивом – природным мегарезервуаром, перекрытым плитным чехлом слабо деформированных венд-палеозойских пород. Здесь открыты гигантские месторождения нефти: Юрубчено – Тохомское, Куюмбинское и др. Юрубчено-Тохомская зона сформировалась, главным образом, благодаря миграции УВ из Ангаро-Тунгусской зоны Енисейского кряжа – фрагмента рифейской пассивной окраины.

Иркинеевско-Чадобецкий авлакоген – рифт рифейского возраста рассекает юго-западную часть Сибирского кратона, выполнен карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями верхов нижнего (?), среднего и верхнего рифея общей мощностью до 8-10 тыс. м. Глубины залегания фундамента оценивались исследователями по положению главной магнитоактивной поверхности (ГМАП). В этой поверхности выражена большая часть структур первого порядка нижнего структурного этажа осадочного чехла и кровли дорифейского фундамента: Непско - Ботуобинская и Байкитская антеклизы с Камовским сводом, Катангская седловина, Присяно-Енисейская (Ангаро-Ленская) синеклиза, Ньюско-Джербинская впадина. [1]. В рифей-вендской западной части Иркинеево-Чадобецкого авлакогена открыты газовые Агалеевское и Имбинское и газоконденсатное Берямбинское месторождения.

2) *Региональные.* Разломно-блоковая тектоника растяжения земной коры под действием астеносферных мантийных плюмов обусловила формирование мозаичной системы разломов разных масштабов, направлений и рангов и определила «клавишное» сочетание горстов и грабенов, первые из которых впоследствии послужат поставщиками осадочного материала в результате интенсивной эрозии, а вторые – бассейнами осадконакопления и связанных с ними очагов генерации УВ. Итогом процесса явилось образование на юге Сибирской платформы нескольких поясов повышенного содержания скоплений нефти и газа, соединяющихся в сводовой части Непско-Ботуобинской антеклизы. Основной из них образует полукольцо вокруг Байкало-Патомского нагорья и представлен четко выраженной цепью скоплений УВ, которую составляют Ковыктинское, Марковское, Ярактинское, Аянское, Дулисьминское, Даниловское, Верхнечонское, Чайядинское, Среднеботуобинское и др. месторождения. Генезис месторождений этого пояса определялся преимущественно разгрузкой флюидов, выжимаемых в период шарьяжеобразования со стороны Байкало-Патомского нагорья – фрагмента рифейской пассивной окраины.

3) *Локальные.* Разломы могут служить источниками теплового прогрева осадочных толщ, являясь путями миграции УВ – зонами разгрузки глубинных флюидов в осадочном чехле и проводящими каналами для вертикальных миграционных потоков, что способствует генерации УВ и увеличению потенциала нефтегазоносного бассейна; приводят к сдвиганию разрезов и нефтегазоносных горизонтов; образованию разных типов структурных ловушек; нарушению покрышек, разрушению ловушек и изменению их структурных планов по ориентации разломов; дилатансии и засолонению пород; созданию аномально низких пластовых давлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буш В.А. Строение Иркинеево-Чадобецкого авлакогена по данным комплексных геофизических съёмок. Современные аэрогеофизические методы и технологии. 2009. Вып. 1. Т. 1. С. 143-153.
2. Рапацкая Л.А. О некоторых факторах онтогенеза углеводородов в Северо-Китайском нефтегазоносном бассейне // Вестник ИрГТУ Изд-во: ИрГТУ. 2013. № 10 (81). С. 95-104.

3. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы /Хаин В.Е., Соколов Б.А // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: 1993. С. 5-16.

4. Харахинов В.В., Шлёнкин С.И., Зерненинов В.А. «Нефтегазоносность докембрийских толщ Куюмбинско – Юрубчено – Тохомского ареала нефтегазонакопления» // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 1. 31 с.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ В АККРЕТИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Сафонова И.Ю.

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск; inna03-64@mail.ru

В процессе субдукции океанической коры океанические поднятия, т.е. симаунты, острова и плато, либо субдуцируют вместе с корой в мантию, либо аккретируются к внутриокеаническим островным дугам или активным континентальным окраинам и в итоге входят в состав орогенов тихоокеанского типа. Орогены тихоокеанского типа характеризуются наличием над-субдукционных и аккреционных комплексов или террейнов и надежно диагностируются образованиями внутриокеанических дуг (особенно с бонинитами), аккретированными океаническими поднятиями (острова, симаунты) и голубыми сланцами, образованными по базальтам типа MORB и OIB [4, 6]. В процессе субдукции океанической литосферы внутриплитные базальты входят в состав аккреционных комплексов вместе с другими элементами стратиграфии океанических плит (Oceanic Plate Stratigraphy; OPS) или СОП. СОП представляет собой закономерные и устойчивые ассоциации магматических и осадочных пород, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как океаническая плита двигалась от срединно-океанического хребта в сторону зоны субдукции, и включает океанические осадочные и магматические породы верхней части океанической литосферы. Главными типами СОП являются отложения (снизу-вверх) (1) океанического дна (пелагические осадки кремни, MORB, дайковый комплекс, габбро, ультрамафиты); (2) океанического склона, шельфа – хемипелагические кремнистые сланцы и алевролиты; (3) преддугового жёлоба – песчаники, турбидиты, конгломераты [4, 3]. После полного закрытия океанов аккреционные комплексы входят в состав сутурных зон и коллизионных поясов.

Океанические поднятия сложены преимущественно базальтами типа OIB. Они представляют собой важные геологические объекты, изучение состава, структурного положения и возраста которых позволяет проследить полную эволюцию палеоокеанов. Базальты слагают океанические поднятия, т.е. острова, симаунты (подводных гор) и плато, образованные в условиях океана вне связи с магматизмом срединно-океанических хребтов или зон субдукции. Их образование часто связывают с действием мантийных плюмов [4]. Внутриплитные океанические базальты встречаются практически во всех аккреционных комплексах ЦАСПа и западной Пацифики, включающих ассоциации СОП разного возраста, которые несут информацию об эволюции Палеоазиатского океана (поздний неопротерозой-пермь), Палео-Пацифики (пермь-ранний мел) и современной Пацифики (поздний мел-кайнозой). В составе СОП базальты типа OIB ассоциируют с пелагическими и хемипелагическими тонкозернистыми осадками основания острова, карбонатно-вулканогенными и другими эпикластическими склоновыми отложениями и известняками карбонатной «шапки». OIB, как правило, находятся в основании стратиграфических разрезов и иногда подстилаются базальтами типа MORB. Автором были изучены следующие АК. Поздний неопротерозой – кембрий (ЦАСП): Ока, Ильчир, Куртушиба, Агардаг, Таннуол, Озерный, Джида, Баянхонгор, Курай, Катунь и Засурья. Ордовик-ранний

карбон (ЦАСП): Тангбале, Майиле, Дарбут, Карамай, Кокшааль и Чара. Средний карбон-пермь (ЦАСП и ЗП): Бейшань и Ондор-Сум (ЦАСП); Акиоши-Хабаровск, Мино-Самарка (ЗП). Мезозой: Чичибу (Тауха), Киселевка-Манома, Найзава, Шиманто и Смагинский АК (ЗП) [4].

Базальты типа ОИВ и ОРВ присутствуют практически во всех АК ЦАСП и ЗП. Они представлены щелочными, переходными и толеитовыми разностями ($\text{SiO}_2 = 44-54$ мас. %). При этом базальты всех групп имеют сходные характеристики породообразующих элементов: $\text{TiO}_2 = 1.5-4.2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9-19$, $\text{MgO} = 3-9$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} = 4-10$ и $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.13-1.0$ мас. %. Главными признаками являются повышенные концентрации TiO_2 (1.5-3.3 мас. %) и, как следствие, низкие $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (< 8.5). На диаграммах Мияширо точки составов ложатся как в поле толеитов, так и абиссальных вулканитов, предполагая различные условия плавления и кристаллизации. Концентрации редких элементов более вариабельные. В среднем низкие содержания Ni и Cr (85 и 180 г/т соответственно) и невысокие MgO предполагают «не примитивный» (evolved) характер исходных расплавов. Положительные корреляции (0.52) между MgO и Ni вероятно связаны с фракционированием оливина и пироксена. С точки зрения редких элементов ключевыми диагностическими признаками ОИВ являются высокие концентрации Nb (13-130 г/т) и легких REE ($\text{La}_{\text{Ncp}} = 62$), а также фракционированные тяжелые REE ($\text{Gd}/\text{Yb}_n > 1$). Соответственно базальты типа ОИВ характеризуются низкими $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}$ и $\text{La}/\text{Nb}_{\text{pm}}$ (< 1) и отношениями Zr/Nb от 1.8 до 14, т.е. такими, как в современных ОИВ, например, Императорско-Гавайской цепи симаунтов и островов. ОИВ из изученных АК характеризуются обогащенными LREE спектрами редкоземельных элементов: $\text{La}/\text{Yb}_n = 6.0$, $\text{La}/\text{Sm}_n = 2.0$, $\text{Gd}/\text{Yb}_n = 2.0$ (средние по ~ 200 анализам). Eu/Eu^* варьирует от 0.67 до 2.6 (в среднем – 1.01). Для большинства мульти-компонентных диаграмм, нормированных по примитивной мантии, характерно наличие положительной аномалии по Nb по отношению к La и Th: $\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}} = 1.0-1.9$ и $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{pm}} = 1.02-2.7$. Отрицательные пики по Ti могут свидетельствовать о фракционировании совместимых с Ti глубинных минералов, на пример, рутила и перовскита. Отношения Ti/Zr варьируют от 30 до 239, предполагая различный состав или условия плавления мантийного источника и/или степени фракционирования титаномагнетита.

Данные моделирования условий плавления по составу вкрапленников оливина и пироксена и изучения состава и температур гомогенизации расплавных включений в фенокристах клинопироксена свидетельствуют о довольно высоких температурах кристаллизации расплавов ОИВ типа: от 1100 до 1250 °C ACs [2, 1]. Моделирование плавления различных мантийных источников показало, что материнские расплавы для большинства ОИВ образовались при низких до средних степенях плавления (1-10%) гранатового перидотита или шпинелевого лерцолита [2, 5, 6].

Во многих аккреционных комплексах ЦАСП и ЗП внутриплитные океанические базальты всех трех групп представлены разностями, в разной степени обогащенными некогерентными элементами, в первую очередь легкими REE и Nb. Широкие вариации этих элементов в ОИВ могут быть связаны с гетерогенностью верхней мантии, ее метасоматизмом, различными глубинами мантийных источников и различными степенями их плавления. Базальты типа ОИВ образуются при плавлении гетерогенной колонны мантийного плюма, прожигающего движущуюся над ним океанскую литосферу разного возраста и, следовательно, разной мощности. За счет растущей мощности океанской литосферы происходит «укорачивание» колонны плюма и, следовательно, уменьшение степени плавления, что приводит к меньшему вовлечению в расплав деплетированного верхнемантийного материала.

Таким образом, внутриплитные океанические базальты встречаются в аккреционных комплексах Алтае-Саянской области, восточного Казахстана, Киргизского Тянь-Шаня, северо-западного и северо-восточного Китая, Монголии, Дальнего Востока России и Японии и фиксируют проявление океанического плюмового магматизма. Широкое распространение внутриплитных океанических базальтов в АК ЦАСП и ЗП предполагает непрерывный плюмовый магматизм в период около 800 млн. лет (от позднего неопротерозоя до кайнозоя). Максимум проявления плюмового магматизма приходится на поздний неопротерозой-кембрийский и меловой периоды, в течение которых произошли самые объемные излияния базальтовых

магм с внутриплитными геохимическими характеристиками, включая несколько океанических плато, возможно связанные с двумя суперплюмами: Азиатским (неопротерозой) и Тихоокеанским (мел), которые действовали в Палеоазиатском океане и Палео-Пацифике соответственно [4]. Минимум плюмовой активности в Палеоазиатском океане пришелся на период с позднего ордовика до раннего девона, что может быть связано как с затуханием плюмовой активности, так и с тектонической эрозией образований активных окраин, включая и аккреционные комплексы с образованиями OPS, на конвергентных окраинах Казахстанского и Таримского континентов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00313) и МПГК ЮНЕСКО (проект № 592 «Образование континентальной коры Центральной Азии» - Project № 592 IGCP, IUGS-UNESCO “Continental Construction in Central Asia”).

ЛИТЕРАТУРА

1. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геол. и геофиз. 2011. Т. 52. № 4. С. 541-567.
2. Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геол. и геофиз. 2008. Т. 49. № 4. С. 335-356.
3. Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondwana Research. 2013. Vol. 24. P. 501-547.
4. Safonova I., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 126-158.
5. Safonova I.Y., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasukh'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 42. № 3. P. 191-207.
6. Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2016. Vol. 30. P. 236-256.

СУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Сафонова И.Ю.^{1,2}, Симонов В.А.^{1,2}, Обут О.Т.³, Хромых С.В.^{1,2}, Котлер П.^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск; inna03-64@mail.ru

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск;

Субдукция океанической коры и образование связанных с ней магматических и осадочных комплексов являются важнейшими процессами в геологической истории Земли. С океанической субдукцией связаны как формирование новой (ювенильной) континентальной коры в результате магматизма островных дуг, так и процессы образования и распада суперконтинентов и связанных с ними этапы открытия и закрытия палеоокеанов. Поэтому расшифровка происхождения вулканогенно-осадочных комплексов в составе орогенных поясов, образованных при закрытии палеоокеанов, представляет особое значение. В Горном Алтае и Чарском офиолитовом поясе восточного Казахстана присутствуют разные комплексы вулканических и терригенных пород палеозойского возраста и субдукционного происхождения, в том числе аккреционные толщи и смежные с ними субдукционные комплексы. За последние годы в аккреционных комплексах Горного Алтая и Восточного Казахстана были детально изучены позднепротерозойские, кембрийские и позднедевонские вулканогенно-осадочные толщи океа-

нического происхождения. В пределах Чарского пояса вулканиты андезитобазальтовой серии и терригенные породы (граувакки) кратко упоминались С.Ю. Беляевым (1985) в составе авхотона, но их химический состав, петрология и изотопный возраст никогда ранее не изучались. Нами были получены первые данные по составу и петрогенезису, возрасту и характеру взаимоотношений магматических и осадочных пород Чарской зоны. Датирование этих комплексов ранее было затруднено из-за сложной структуры самого пояса, состоящей из многочисленных тектонических пластин, надвинутых друг на друга и сложенных породами аккреционного комплекса, включающего магматические и осадочные породы океанической стратиграфии, и островодужных комплексов [4, 2].

Тектонические пластины и блоки сложены основными и средними вулканитами, тоналитами и плагиогранитами. В тектонических пластинах выделено 2 типа вулканитов. Щелочные и толеитовые базальты (1 тип) ассоциируют с позднедевонско-раннекарбонными океаническими осадками и характеризуются геохимическим составом близким к базальтам океанических островов и образовались в СОХ соответственно [4]. Вулканиты 2-го типа ассоциируют с терригенными породами (граувакки) и представлены базальтами и андезитами толеитовой и известково-щелочной серий [2], для которых характерны пониженные содержания TiO_2 и отрицательные Nb-Ta аномалии на редкоэлементных спектрах. Толеитовые разности менее обогащены LREE, чем известково-щелочные и имеют более низкие содержания Nb и Th: $(La/Yb_N) = 1.1$ и 3.0 , Nb = 0.65 и 3.93 , Th = 0.54 и 1.86 соответственно. Составы вулканитов и включений в клинопироксенах также предполагают их формирование в условиях внутриокеанической островной дуги [2]. Тоналиты и плагиограниты присутствуют в виде отдельных блоков в зоне меланжа, разделяющего позднедевонско-раннекарбонные океанические комплексы и позднекарбонные островодужные.

Ранее датирование этих пород было ограничено геологическими и микропалеонтологическими методами, дающими, как правило, слишком большой возрастной интервал [1]. Нами методом LA ICP MS были получены первые датировки по цирконам из щелочного базальта (1 тип OIB), долеритов и андезитов (2 тип), а также из тоналита и плагиогранита. Самыми древними (457-440 млн. лет) оказались плагиограниты предположительно позднеордовикской океанической коры [1], что требует дополнительной проверки, т.к. было проанализировано только 1 зерно. Разброс датировок базальта типа OIB составляет от неопротерозоя до среднего девона, но самые молодые даты (369-357 млн. лет), в целом, соответствуют позднедевонскому возрасту ассоциирующих с ними кремней, определенному по радиохлориям [3]. Островодужные долериты, в которых ранее были найдены кембрийские цирконы [2], оказались среднедевонского возраста (395-386 млн. лет), т.е. близкого по возрасту к островодужным комплексам Рудного Алтая. Возраст андезитов варьирует от виле до башкира (340-316 млн. лет), что соответствует геологическому возрасту известково-щелочных серий региона, включая Жарма-Саурский островодужный террейн, а также возрасту островодужных вулканитов из смежных регионов СВ Китая (Джунгания). Возраст тоналита на границе между ранним и поздним карбоном (323 млн. лет) соответствует возрасту андезитов, а также возрасту соседствующих с ними отложений аккреционного комплекса. Последнее имеет особое значение, т.к. пространственное совмещение разновозрастных образований аккреционных комплексов и надсубдукционных магматических дуг является свидетельством тектонической эрозии, т.к. в противном случае они были бы разделены отложениями более древних аккреционных комплексов [5]. Таким образом, в составе Чарской сдвиговой зоны впервые были выделены и продатированы фрагменты среднепалеозойской внутриокеанической дуги и впервые продатированы образования позднекарбонной магматической дуги. Эти вулканические толщи совмещены в пространстве со средне- и поздне-палеозойскими образованиями ордовик-

ской и позднедевонско-раннекарбоновой океанической коры, которые также были продатированы методами цирконометрии впервые. Все эти толщи были тектонически совмещены в позднем палеозое в результате коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и последующей сдвиговой тектоники.

Работы выполнены при поддержке проектов РФФИ № 16-05-00313 и МПГК-ЮНЕСКО № 592 «Образование континентальной коры в Центральной Азии в сравнении с современными примерами из западной Пацифики».

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата: Наука. 1981. С. 103-178.
2. Курганская Е.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А. Геохимия и петрогенезис надсубдукционных вулканических комплексов Чарской сдвиговой зоны (восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 62-77.
3. Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М. и др. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 145-151.
4. Safonova, I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V. et al. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // Journal of Asian Earth Science. 2012. V. 49. P. 20-39.
5. Safonova I., Litasov K., Maruyama, S. Triggers and sources of volatile-bearing plumes in the mantle transition zone // Geoscience Frontiers. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2014.11.004>.

ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ САХАЛИНА

Сим Л.А.¹, Богомолов Л.М.², Брянцева Г.В.³

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

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, bleom@mail.ru

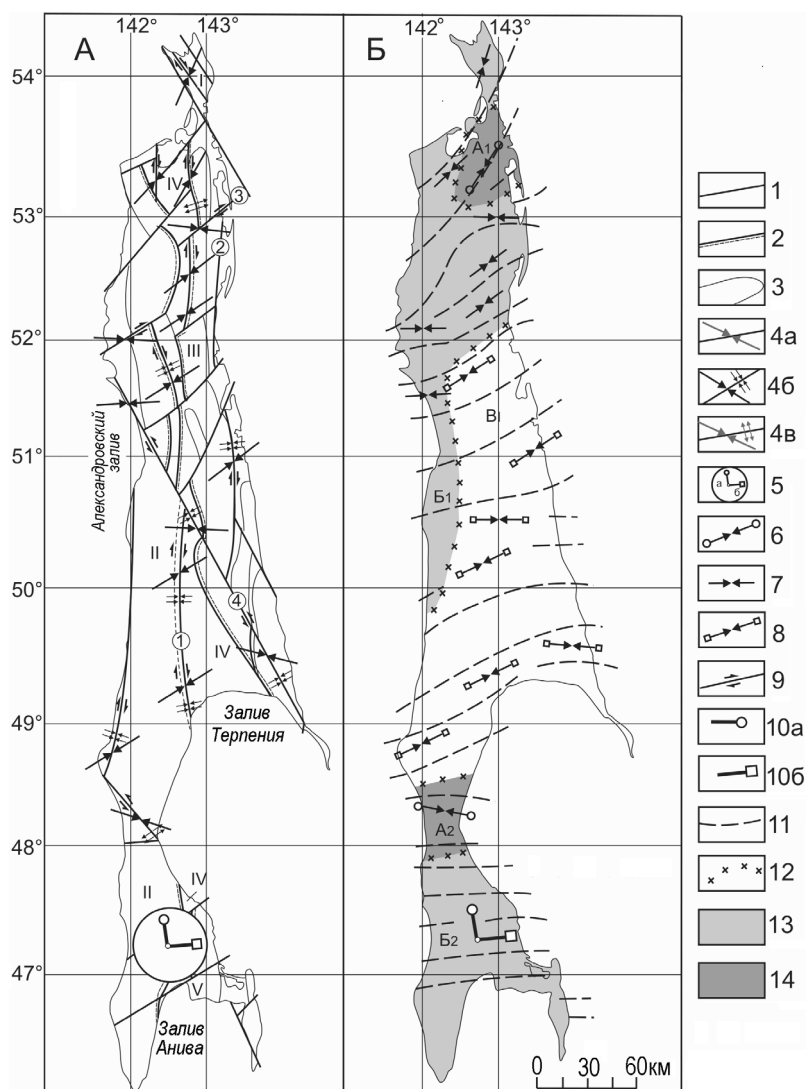
³ МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, bryan.bryan@yandex.ru

Крупнейшие литосферные плиты: Евразийская, Северо-Американская и Тихоокеанская образуют активный регион Северо-Восточной Азии. В приграничной полосе между этими плитами выделяются самостоятельно вращающиеся микроплиты, к числу которых относятся Амурская и Охотская [7]. О-в Сахалин находится между этими микроплитами; граница между ними зачастую гипотетически проводится по крупнейшему Центрально-Сахалинскому разлому меридионального простирания, который на Северном Сахалине известен и под названием Тымь-Поронайского. Наличие такой границы должно обусловить различное неотектоническое и современное напряженное состояние западнее и восточнее разлома. **Целью исследований** являлось изучение новейшей тектоники, реконструкция неотектонических напряжений, анализ литературных сейсмологических и геофизических данных для подтверждения этой границы.

Для проверки наличия границы между Амурской и Охотской микроплитами составлена структурно-геоморфологическая карта острова по методике, разработанной Н.П. Костенко [4] и комплексом тектонофизических и структурных методов проведено изучение новейшего напряженного состояния Сахалина. На Северном и Центральном Сахалине неотектонические напряжения восстанавливались структурно-геоморфологическим (СГ) методом реконструкции сдвиговых напряжений [5] по среднемасштабным топографическим картам и космическим фотоснимкам, а на Южном Сахалине полевыми структурными и тектонофизическими методами – методом анализа сколовых сопряженных пар трещин [1], кинематическим методом [2], методом поясного распределения трещин в зонах разрывов [3]. По полученным на Южном Сахалине данным о локальных стресс-состояниях (ЛСС) восстановлено единое региональное поле этой части острова по методике [5].

Структурно-геоморфологическая карта Сахалина составлена на основе анализа рельефа Сахалина по топографической карте м-ба 1:500 000. Новейшие структуры острова отчетливо показывают продольную зональность с выделением западной и восточной зоны новейших поднятий, разделенных протяженной Центрально-Сахалинской впадиной. Перечисленные зоны неоднородны по простиранию и разбиваются разломами различных направлений на серию глыбово-блоковых поднятий, отличающихся по высоте. Центрально-Сахалинский разлом выражен в новейшей структуре и служит границей крупной Западной зоны поднятий и Центрально-Сахалинской впадиной. На рис.1А показаны и перечислены выделенные структуры.

На Северном и Центральном Сахалине тектонические напряжения восстановлены по среднемасштабным топографическим картам и космическим фотоснимкам СТ методом. Метод позволяет восстанавливать направление сдвигового перемещения по разлому и определять три обстановки формирования сдвига: геодинамические обстановки дополнительного сжатия (или растяжения), направленные нормально к плоскости сдвига и трехосное напряженное состояние. Возраст восстановленных напряжений считается неотектоническим по возрасту молодых плиоцен-четвертичных отложений, которые развиты практически по всей исследуемой территории и которые разбиты мегатрещинами и новейшими разломами. Восстановленные тектонические напряжения свидетельствуют о преимущественно субмеридиональном сжатии и широтном растяжении (рис.1А).



Восстановленные на Северном и Центральном Сахалине неотектонические напряжения дали возможность произвести районирование областей с разной геодинамической обстановкой формирования разломов. в новейший этап (рис.1Б). Ни по ориентировкам восстановленных осей сжатия, ни по геодинамической обстановке не выделяются западная (Амурская) и восточная (Охотская) микроплиты.

На Южном Сахалине разными полевыми методами определено 36 ЛСС. Они свидетельствуют о значительном разбросе осей главных нормальных напряжений. Тем не менее, сведенные на единую стереограмму ориентировки осей сжатия и растяжения дали возможность определить региональное поле напряжений Южного Сахалина по строго обоснованному методу [6]. Их распределение на стереограмме позволило выделить конуса сжатия и растяжения с углами при вершине 90° ; оси конусов взаимно перпендикулярны и представляют оси главных нормальных напряжений общего для всех ЛСС общего поля напряжений. Это региональное поле напряжений сдвигового типа характеризуется следующими параметрами: $\sigma_1 - 350 \angle 10$, $\sigma_2 - 112 \angle 66$, $\sigma_3 - 260 \angle 20$. В этом поле напряжений максимально активными являются крутопадающие левые сдвиги с аз. пд. $32 \angle 83$ и правые сдвиги с аз. пд. $125 \angle 68$; сдвиги имеют незначительную сбросовую компоненту перемещений. Оно нанесено на рис.1Б. По геодинамической схеме нельзя разделить Амурскую и Охотскую плиты. Анализ механизмов очагов землетрясений, произошедших в период 1962-2011 гг, также не дает основания разделять названные плиты по современному напряженному состоянию. При интерпретации данных ГСЗ ИФЗ-19 (профиль сечет Южный Сахалин с ЮЗ на СВ) авторами выявлена наклонная отражающая площадка М1 на глубине 40-60 км западнее о-ва Сахалин, погружающаяся в сторону Охотского моря [6]. На о-ве Сахалин крупное нарушение, которое могло бы ассоциироваться с границей между Амурской и Охотской микроплитами, не выделено. Вывод. Анализ неотектонических напряжений, сейсмологических данных о современном напряженном состоянии и данных интерпретации ГСЗ не дает основания проводить границу между Амурской и Охотской плитами по Центрально-Сахалинскому разлому.

Рис.1. Схема новейшей геодинамики о. Сахалин

А. Неотектонические структуры и оси главных нормальных напряжений. 1-3 – Неотектонические структуры: 1 – разломы, выделенные по геоморфологическим данным; 2 – границы структур 1 порядка; 3 – границы о поднятий и впадин. Цифрами обозначены поднятия: I – Шмитовское; II – Западно-Сахалинское, III – Восточно-Сахалинское, V – Сусунайское; впадины: VI – Центрально-Сахалинская; 4 – Северный и Центральный Сахалин – оси сжатия в горизонтальной плоскости, восстановленные структурно-геоморфологическим (СГ) методом, сопровождаемые: а – трехосным напряженным состоянием, б – обстановкой дополнительного растяжения, в – обстановкой дополнительного сжатия; 5 – Южный Сахалин – оси алгебраически: а – минимальных, б – максимальных сжимающих напряжений общего поля напряжений, восстановленных по банку данных о локальных стресс-состояниях (ЛСС). *Б – Схема районирования областей с разной геодинамической обстановкой.* 6-8 – Оси сжатия, восстановленные СГ методом в разных геодинамических обстановках: 6 – дополнительного растяжения, 7 – трехосного напряженного состояния, 8 – дополнительного сжатия; 9 – сдвиги; 10 – оси главных нормальных напряжений, восстановленные методом нахождения общих полей напряжений по данным о ЛСС: а – растяжения, б – сжатия; 11 – траектории субгоризонтальных осей сжатия; 12 – Границы областей с разной геодинамической обстановкой.

А – Области с обстановкой дополнительного растяжения: **A₁** – Северная, **A₂** – Поясок; **Б** - обстановкой: I – дополнительного растяжения (Ia – Северная, Ib – Поясок), **Б** – трехосного напряженного состояния (**Б₁** – Западная, **Б₂** – Южно-Сахалинская), **В** – дополнительного сжатия (Центрально-Сахалинская). Крупнейшие разломы (цифры в кружках): 1- Центрально-Сахалинский, 2 – Хоккайдо-Сахалинский, 3 – Верхнепильтунский, 4 – Набильский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
2. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
3. Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ. 1961. 47 с.
4. Корчуганова Н.И., Костенко Н.П. Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых М. 2001. С. 212 (МПР РФ геокарт. МГГА).
5. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.
6. Филоненко В.П., Павленкова Г.А. Некоторые особенности динамики земной коры Охотоморского региона // Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений имени В.В.Федынского. М.: Научный мир. 2006. С. 101-107.
7. Seno T., Sakurai T., Stein S., 1996. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? Journal of Geoph. Research. 101 (B5), 11305 -11315.

ТЕКТОНИКА, ВУЛКАНИЗМ И ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕМ ВЕНДЕ И НИЖНЕМ КЕМБРИИ НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сокур Т.М.

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, e-mail: Sokur:1966@mail.ru

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.

Одним из важнейших рубежей в позднем докембрии на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы совпадает с началом могилев-подольского времени (редкинский горизонт). Под влиянием движений в Галицийской геосинклинальной области завершилась перестройка структурного плана, наметившаяся в поздневолынское время, и произошла существенная смена палеогеографических обстановок. Следующий этап – каниловское время (котлинский горизонт) вендского осадконакопления имеет свои отличительные особенности. Структурный план и условия седиментации этого времени, хотя и наследовали структурно-палеогеографическую ситуацию могилев-подольского этапа, претерпели весьма существенные изменения.

Региональное погружение всего юго-западного края платформы предопределило формирование Днестровского перикратонного прогиба, дальнейшее развитие которого происходило в течение каледонского цикла и вызвало начало поздневендско-раннекембрийской трансгрессии, которая распространилась на большие участки платформы, ранее не покрывавшиеся морем [2].

К верхнему венду исследуемого района относятся могилев-подольская и каниловская серии. Могилев-подольская серия состоит из трех свит – могилевской, ярышевской и нагорянской. В могилевской свите выделяются ольчедаевские, ломозовские, ямпольские и лядовские слои. Ярышевская свита подразделяется на бернашевские, бронницкие и зиньковские слои. Нагорянская свита подразделяется на джуржевские и калюсские слои. Каниловская серия залегает на могилев-подольской со структурным несогласием и объединяет четыре свиты – даниловскую (пилиповские, шебутинецкие слои), жарновскую (кулешовские, староушицкие слои), крушановскую (кривчанские, дурняковские слои), студеницкую (поливановские, комаровские

слои). В составе балтийской серии (кембрий) в районе Подольского выступа выделяют окунецкую, хмельницкую и збручскую свиты, в Волынской части западного склона Украинского щита – ровенскую и стоходскую свиты.

Отложения могилев-подольской и каниловской серий Днестровского перикратона, окаймленного с востока внутриплатформенной областью сноса Украинского щита, а с юго-запада тектонически активной зоной байкалид Добруджи, Ю.Р. Беккер [1] относит к нескладчатым молассовым образованиям.

Тектонический режим формирования осадков верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы изучался с использованием ряда диаграмм [6].

В каждой свите могилев-подольской серии присутствует фигуративная точка, которая попадает в поле океанических островодужных комплексов. Поскольку геохимический состав терригенных пород является результатом комплексного взаимодействия различных непостоянных процессов, таких как источник сноса, рельеф, химическое выветривание, перенос, диагенез и т.д., упомянутое расположение позиционных точек не может свидетельствовать о формировании терригенных осадков непосредственно в такой геотектонической обстановке. Однако может указывать на участие в процессе формирования данных песчаников продуктов разрушения изверженных и вулканических 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 ультраосновными, основными, средними и кислыми вулканитами.

Позиционные точки средних составов песчаников свит каниловской серии расположены на диаграмме в непосредственной близости друг к другу в зоне 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 протяжении каниловского времени и развивающиеся по определенной цикличной схеме с достаточно глубоким преобразованием терригенного материала.

Для восстановления химического состава исходного вулканогенного материала была применена TAS-диаграмма [7]. Точки, отвечающие аргиллитам ломозовских слоев, группируются в полях основного и среднего составов (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит), ямпольских слоев располагаются в полях ультраосновного и основного составов (пикритобазальт, базальт), лядовских слоев – основного и среднего составов (базальт, трахибазальт, базальтовый трахиандезит, трахиандезит, андезит). В бернашевских слоях исходная пирокластика имела средний состав (базальтовый андезит, базальтовый трахиандезит, трахиандезит). В бронницких слоях, наряду с эффузивными породами среднего состава, преобладающей становится пирокластика кислого состава (дацит и риолит). В зиньковское время фиксируется вулканогенный материал основного и среднего составов (базальт, базальтовый андезит и андезит) [4]. Джуржевские слои – среднего и кислого составов (базальтовый андезит, андезит, дацит). Аргиллиты калюсских слоев – среднего состава (базальтовый андезит, андезит). Для аргиллитов каниловской серии характерна группировка фигуративных точек в полях среднего и кислого составов (андезита и дацита). Для пород хмельницкой свиты характерно наличие вулканогенного материала основного, среднего и кислого составов (базальта, базальтового андезита, андезита и дацита).

Скорость осадконакопления зависит, как известно, от соотношения процессов поступления осадочного материала, размыва осадков и скорости прогибания дна бассейна, отражаясь в текстурах осадочных пород и аутигенной минералогии.

Глинистые минералы очень чувствительны к окружающей физико-химической обстановке. Нарушение установившегося равновесия немедленно влечет за собой их преобразование в соединения, устойчивые в новых условиях. Диагенетические минералы встречаются по всему разрезу верхневендских и нижнекембрийских отложений на юго-западной окраине ВЕП. Однако наблюдается определенная закономерность в приуроченности диагенетической минерализации к определенным стратиграфическим горизонтам. Это обусловлено рядом причин. Формирование осадочных пород представляет собой весьма длительный и сложный процесс, где ведущее положение занимает тектоника и, в частности, режим колебательных движений земной коры, а так же химический состав пород, климат, рельеф местности, гидродинамика и окислительно-восстановительные условия, минерализация вод и другие факторы литогенеза. Аргиллиты достаточно широко представлены в породах верхневендских и нижнекембрийских отложений на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы и изучались многими исследователями, определившими их минеральный состав, эпигенетические изменения.

Каолинитовая минерализация характерна для аргиллитов ломозовских, ямпольских, лядовских, бернашевских, джуржевских, калюсских слоев и для аргиллитов даниловской свиты. Карбонатная минерализация проявляется в лядовских, зиньковских, калюсских слоях, а так же в аргиллитах жарновской и крушановской свитах. Линзовидная фосфатная минерализация обособлена в ломозовских, зиньковских, калюсских и кулешовских слоях. Литиевая минерализация характерна для аргиллитов ямпольских, ольчедаевских, ломозовских слоев. Для калюсских слоев нагорянской свиты могилев-подольской серии венда характерно совместное нахождение каолинитовой и карбонатной минерализации. Подобное нахождение высокоглиноземистых и карбонатных пород указывает на специфические условия преобразования осадка и может служить индикатором обстановки осадконакопления и среды выветривания. Высокоглиноземистые породы приурочены только к верхней части калюсских слоев. Высокоглиноземистые породы представляют собой светлые, почти белые, светло-серые афанитовые образования с раковистым изломом. Они образуют прослои мощностью до 5 см и протяженностью до 5 м, согласные со слойчатостью вмещающих аргиллитов. В нижней части калюсских слоев в 6 м выше подошвы отложений отмечаются карбонатные прослои со структурой конус-в-конус. Они представлены кальцитом и имеют повышенное содержание марганца. Образование этих пород происходило в процессе диагенеза в результате кристаллизации карбонатных гелей. Линзовидные стяжения фосфатной минерализации имеют мощность 3-4 см и протяженность до 3-3,5 м, чаще 0,5-0,7 м. Они залегают согласно напластованию и приурочены преимущественно к алевроитовым разностям аргиллитов. При микроскопическом изучении обнаруживается фосфатное вещество изотропное, в виде очень мелких, не более 0,001 мм, неправильной формы. Постоянно отмечается присутствие единичных округлых зерен глауконита и глобулярный пирит. Обязательно присутствует фтор и хлор в породах. Фосфатный минерал – франколит [3]. Стяжения насыщенных фосфатным материалом пород в линзы и желваки, и образование минеральных форм происходило только в период диагенеза. Тот факт, что фосфатный материал представлен франколитом и не успел перекристаллизироваться в апатит, является косвенным признаком быстрого захоронения осадка. Литиевая минерализация была выявлена в процессе проведения геологической съемки на склоне Украинского щита в 1987-1990 гг. Литий связан с глинистым материалом в песчаниках – его количество в глинистой фракции в 2-3 раза, иногда на порядок превосходит содержание в валовой песчаной пробе. Минеральный состав такой фракции 0,01 мм кварц-полевошпат-гидрослюдисто-хлоритовый, причем глинистая компонента составляет не более 47% объема и представлена гидрослюдой и хлоритом с незначительными примесями каолинита. Основным

минеральным носителем лития является литиевый хлорит – кукеит. Он присутствует в породе наряду с железо-магнезиальными хлоритами, в тонком проращении с ними и гидрослюдой, образуя тонкочешуйчатый агрегат. Установление природы данной минерализации остается проблематичной. В работе [5] были рассмотрены несколько вариантов. В случае возникновения литиевой минерализации путем экзгальций четко просматривается аутигенный характер образования. Рассматривая вариант нахождения материала из разрушенных литий-фтористых гранитов возможно говорить о диагенетической природе литиевой минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
2. Великанов В. А., Асеева Е. А., Федонкин М. А. Венд Украины. К.: Наук. думка. 1983. 164 с.
3. Сокур Т.М. Франколит–минерал-индикатор литогенеза аргиллитов верхнего венда на юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Минеральные индикаторы литогенеза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар. 2011. С. 202-205.
4. Сокур Т.М. Петрохимическая диагностика вулканогенных пород верхнего протерозоя юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. // 36. наук. праць ІГН НАН України. Вип.5. 2012. С. 91-95.
5. Сокур Т.М. Літєва мінералізація у верхньовендських відкладах на піденно-західній окраїні Східноєвропейської платформи. // Мін. збір. 2012. 62. Вип. 2. С. 200-205.
6. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611-627.
7. Le Maitre R.W. (editor), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 2002. 236 pp.

ФОРМИРОВАНИЕ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ – СЛЕДСТВИЕ СТРУКТУРООБРАЗУЮЩЕГО ТЕЧЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МАСС, А НЕ СУБДУКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ

Уткин В.П.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: stakhor@yandex.ru*

Во второй половине прошлого века в России (Геологический институт РАН, Москва) разработано учение о тектонической расслоенности литосферы. В процессе горизонтальных срывов и дифференцированных смещений литопластин разной глубинности формируются парные структуры фронтального скупивания и тылового оттока масс, названных А.В. Пейве, структурообразующим течением коровых масс, в которых важную роль играют сдвиги, ограничивающие литопластины с флангов. В Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода главная форма тектонического течения коровых масс – система левых сдвигов, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону [3]. Развитие сдвигов, как установлено [5] – следствие смещений их СЗ крыльев на ЮЗ 205-250°, что возможно в условиях тектонической активности Азиатского континента, а не океанических плит. Сопутствующие сдвигам структуры скупивания и оттока континентальных масс наиболее ярко проявлены в формировании Японского и Охотского морей [5].

Центрально-Японский (ЦЯ) рифт размещен между Сихотэ-Алинской (СА) и Восточно-Японской (ВЯ) левосдвиговыми зонами (рис. 1). СА зона сдвигов (суммарная амплитуда не менее 500 км [5]) и ВЯ (амплитуда около 800 км [6]) прерывисто-непрерывно были активны в позднем мелу-кайнозое, отражая время длительного раскрытия ЦЯ рифта как дуплекса растяжения этих несоосных левосдвиговых зон.

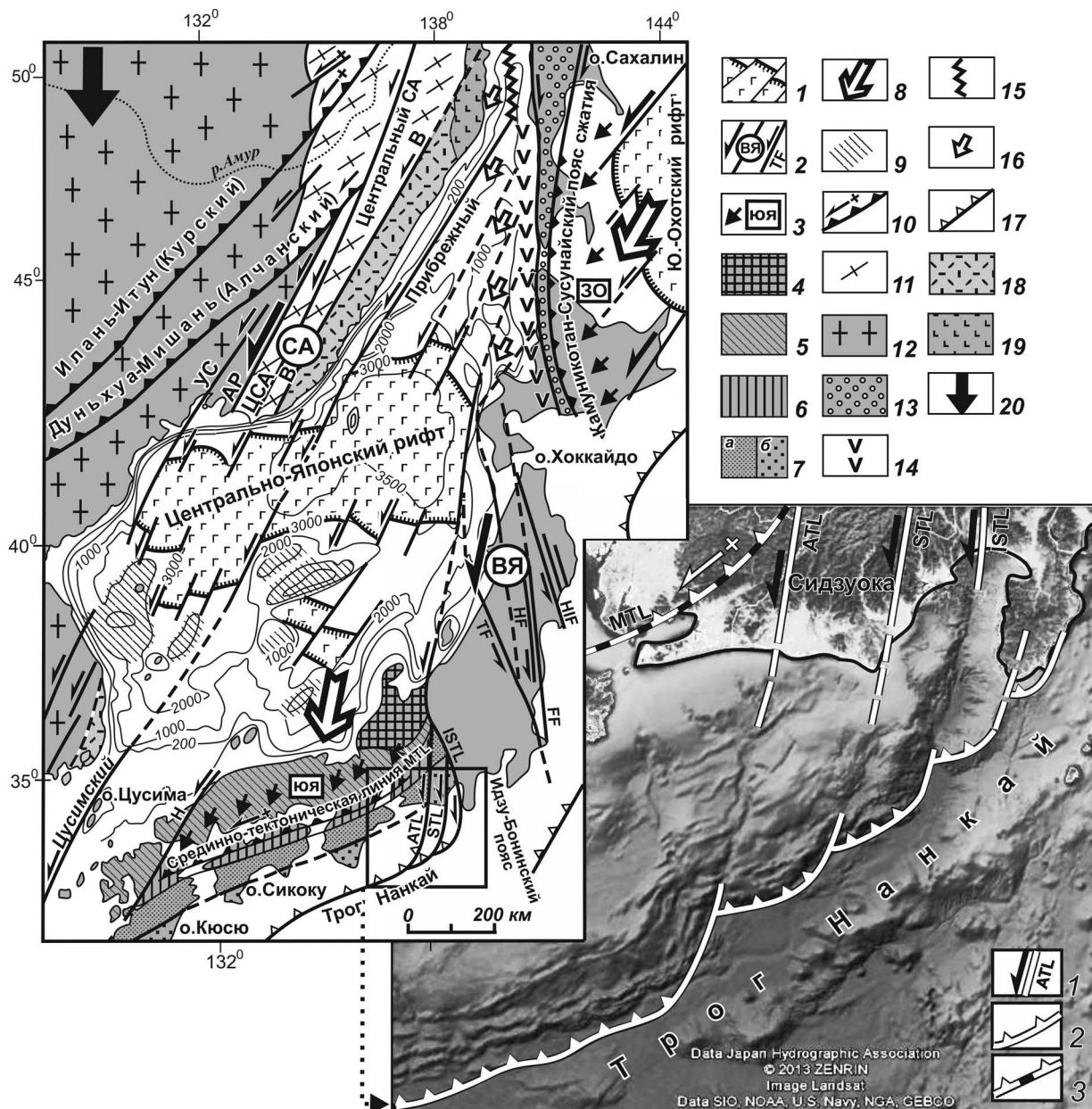


Рис. 1. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона (по [4], дополнено).

1 – сдвиго-раздвиговые границы рифтогенных глубоководных впадин с океанической корой; 2 – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги: **СА** – Сихотэ-Алинская (**ЦСА** – Центральный Сихотэ-Алинский, **В** – Восточный, **АР** – Арсеньевский, **УС** – Уссурийский, **П** – Прибрежный), **ВЯ** – Восточно-Японский (**ТФ** – Танакура, **ФФ** – Футаба, **НН** – Хутокабэ-Ирия, **ИСТЛ** – Итоигава-Шизуока, **АТЛ** – Акаиши, **СТЛ** – Сасауама); 3 – Южно-Японский (**ЮЯ**) и Западно-Охотский (**ЗО**) пояса фронтального сжатия; 4-7 – тектоностратиграфическое зональное строение юго-западной Японии: массив Хида (4), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (5), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (6), мел-кайнозойский пояс Шиманто (7): северный мел-кайнозойский пояс (а) и южный палеоген-раннемиоценовый (б); 8 – направление смещения коровых масс; 9 – подводные поднятия с континентальной корой; 10-11 – структуры сжатия (парагенезы Сихотэ-Алинских левых сдвигов): взбросо-надвиги Бохай-Амурской системы (10), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая орогенная система (11); 12 – Восточно-Азиатский архей-протерозойский композитный кратоноген; 13-16 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов (Западно-Сахалинский (13), Ребун-Манеронский (14), Татарский (15) и направление их растяжений) (16); 17 – зоны Бенъофа (субдукции океанической плит); 18 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 19 – пояс плейстоценовых базальтоидов Татарского рифта; 20 – направление полюсобежных сил. Врезка: 1 – сдвиги, проявленные в акватории; 2 – чешуйчато-надвиговой срыв континентальных масс; 3 – Срединная Тектоническая Линия.

Раскрытие рифта происходило вследствие отрыва Юго-Западной Японии от континента со смещением по системе пологих разноглубинных срывов, транспортирующих образования разного состава, в том числе, и фрагменты океанической коры (пояса Курасагава, Чичибу) и выведенных на поверхность литрическими взбросо-надвигами в Южно-Японском поясе сгущивания масс, что определило разрастание области седиментации с формированием зонального пояса Шиманто с тектоно-стратиграфическим наращиванием в сторону океана. В горах Акайши [7] (рис. 1, врезка) пояс Шиманто срезан и растащен системой левых сдвигов, которые четко прослеживаются к югу в пределах акватории. Сдвиги, рассекая нависающий край континента, не проникают ниже предполагаемой зоны субдукции, а сопровождаясь развитием системы фронтальных литрических надвигов, формируют северо-западный борт трога Нанкай, который идентичен поясу Шиманто с его системой литрических надвигов, вергентных на ЮВ. Судя по плоской морфологии дна трога Нанкай (см. рис. 1, врезка), океаническая плита является целостным, супержестким, согласно плейттектонической модели, монолитным телом. Обладая такими морфо-физическими характеристиками, субдуцирующая плита не может дислоцировать нависающий край континента с развитием дифференцированных сдвигов, которые однозначно указывают на то, что континентальные массы смещались на юг, надвигаясь на океаническую литопластину (см. рис. 1, врезка).

Парные структуры оттока и сгущивания масс проявлены и в формировании Южно-Охотского рифта (см. рис. 1). В тылу сорванных в позднем кайнозое литопластин, смещавшихся вдоль сдвигов на ЮЗ, формировалось раздвиговое «окно» с развитием глубоководной впадины с крутыми бортами и синхронным подъемом мантийных продуктов (пассивный рифтогенез). Фронтальное сжатие выразилось развитием Комуикотан-Сусунайского пояса с его системой чешуйчато-надвиговых структур, вергентных на ЮЗ и сложенных пластинами континентальной и океанической (перидотиты, серпентиниты) коры.

Японское и Охотское моря разделены системой рифтов (см. рис. 1), которые в позднем мелу-кайнозое формировались как тыловые структуры растяжения, смещавшихся континентальных масс на ЮЗ вдоль Сихотэ-Алинской системы сдвигов. В свою очередь, позднекайнозойская активизация смещений континентальных масс Охотморского региона на ЮЗ привела к трансформации Западно-Сахалинского рифта из структуры растяжения в структуру сжатия с развитием вдоль его восточной окраины Каммуикотан-Сусунайских чешуйчато-надвиговых структур и взбросо-надвигов с новейшей орогией (Восточно-Сахалинские горы).

Таким образом, суммарный вектор смещений коровых масс в АТЗП составляет ЮЮЗ 180-250°. Это направление встречное и косо-встречное по отношению к северо-северо-западному направлению субдукции океанической коры, что не позволяет считать субдукцию главным геодинамическим фактором в развитии инфраструктуры АТЗП и, напротив, согласуется с тектонической активностью Азиатского континента, смещавшегося на ЮЮЗ.

Смещение континентов рассматривается как тектоническое течение масс горных пород на макроуровне [2] в условиях действия полюсобежных сил [1]. Важную роль в качестве тектонического фактора играют инерционные силы неравномерно вращающейся Земли, моменты инерции которых определяются формулой: $I=MR^2$, где M – масса тела, R – радиус вращения. Тектонически обособленные литопластины (блоки коры) обладают разными массами и радиусами вращения и, следовательно, разнятся моментами инерции, что вызывает их смещение относительно друг друга как в плане, так и в разрезе. Смещение Юго-Западной Японии и континентальных масс в Охотморском регионе, с формированием тыловых структур растяжения, по-видимому, вызвано срывом континентальных литопластин, наиболее «скоростных» по отношению к нижерасположенным мантийным литопластинам с меньшими радиусами вращения.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Воронов П.С.** Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука. 1968. 123 с
2. **Пушаровский Ю.М.** Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3-12.
3. **Уткин В.П.** Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400-403.
4. **Уткин В.П.** Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73-87.
5. **Уткин В.П.** Что определяет развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: геодинамика движений океанических плит или Азиатского континента? // ДАН. 2016. Т. 467. № 3. С. 314-319.
6. **Otsuki K.** Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island Arc. 1992. N. 1. P. 51-63.
7. **Tanabe H., Kano K.** Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56-68.

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКАХ ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Ханчук А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, khanchuk@fegi.ru

В геологических реконструкциях геодинамической (тектонической) обстановки скольжения литосферных плит уделялось недостаточно внимания, хотя современные примеры таких обстановок на западе Северной Америки, в Новой Зеландии и т.д., хорошо изучены. Вероятно, это связано с тем, что в первоначальной модели плитовой тектоники границы скольжения плит рассматривались как трансформные (переходные) (transform plate boundary). Наши исследования показывают, что обстановка скольжения литосферных плит была широко распространена в мезозойско-кайнозойской геологической истории восточной окраины Евразии [1, 2, 3, 4]. Она характеризуется определенной тектоникой, магматизмом и металлогенией, и должна рассматриваться как самостоятельная геодинамическая (тектоническая) обстановка, равноправная с обстановками спрединга, субдукции и внедрения нижнемантийных плюмов. В целом, границы скольжения возникали в результате глобальных перестроек движения плит: внутри континентов на син- и постколлизийных этапах после столкновения континентов; в зоне перехода континент-океан после погружении зон спрединга под континентальную окраину; коллизии островных дуг с окраиной континента или друг с другом. В результате прекращения субдукции и скольжения плит, в переходной зоне на континентальной окраине формировалась широкая (тысячи километров) зона сдвиговых дислокаций. Астеносфера, которая имеет меньшую плотность чем слэб, начинала двигаться из-под стагнированного слэба в верх через разрывы в слэбе.

Тектоническими маркерами границ скольжения плит являются турбидитовые бассейны на границе континент-океан, гигантские складки с крупнопадающими шарнирами («петли», ороклины) в орогенных поясах, образованные террейнами аккреционных призм, турбидитовых бассейнов и островных дуг [2, 5], а также развитие синсдвиговых зон растяжения и сжатия. Магматические комплексы над погруженным слэбом распространены на обширной площади в виде отдельных ареалов, что отличает их от линейных надсубдукционных магматических поясов. Типична антидромная последовательность, например: риолиты-бимодальная серия-базальты. Характерны адакиты и небольшие тела щелочных базитов и ультрабазитов, а также монциты и граниты А2-типа. Характер магматизма определяется вкладом следующих источников: астеносферного диапира, слэба, надсубдукционного клина и нависающей литосферы [6]. Разное сочетание указанных источников определяет пестрый характер магма-

тизма в обстановке скольжения плит: ультраосновного, основного и кислого. В среднекислых породах преобладают субдукционные характеристики, в основных и ультраосновных – внутриплитные. На существующих классификационных геохимических диаграммах разновозрастные породы одной территории попадают в поля различных геодинамических обстановок.

В зоне перехода континент-океан можно выделить два варианта тектонической эволюции обстановки скольжения литосферных плит. В первом: в результате сдвиговых перемещений происходило сжатие переходной зоны и формирование на ее месте новой континентальной литосферы. Синорогенные магматические породы с внутриплитными характеристиками указывают на обстановку трансформной континентальной окраины, а не субдукции. Таким образом, орогенные пояса на границе континент-океан образуются только в периоды существования обстановки скольжения литосферных плит. Не существует надсубдукционных орогенов [7]. Во втором варианте – наоборот, происходила деструкция континентальной литосферы и образование окраинных морей типа Японского и Охотского. Излияния эоцен-олигоцен-раннемиоценовых высокоглиноземистых базальтов япономорского региона соответствовало этапу скольжения литосферных плит, разрыву древней субдукционной пластины и внедрению горячей и деплетированной океанической астеносферы Тихоокеанского MORB-типа в субконтинентальную азиатскую литосферу с ЕМП изотопными характеристиками [6].

Типовыми для обстановок скольжения литосферных плит являются медно-порфировые месторождения, платино-металльные зональных интрузий урало-алаянского типа, серебряные (с золотом) и оловянные в бимодальных магматических сериях. Характерны различные скарновые месторождения связанные с гранитами, которые имеют изотопные мантийные метки, месторождения золота в черных сланцах, а также многие другие месторождения, принадлежность которых в обстановках скольжения литосферных плит еще предстоит установить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Программа и тезисы совещания. М: ГЕОС. 1997. 272 с. http://fegi.ru/elibrary/doc_details/623.
2. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645. http://fegi.ru/elibrary/doc_details/223.
3. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-34. http://fegi.ru/elibrary/doc_details/310/
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572с.; Кн. 2. 981с. http://fegi.ru/elibrary/doc_details/37.
5. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394. № 6. С. 791-795. http://fegi.ru/elibrary/doc_details/68.
6. Мартынов Ю. А., Ханчук А. И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихоте-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 94–108. http://fegi.ru/elibrary/doc_details/370.
7. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117-138.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Челноков Г.А.¹, Брагин И.В.¹, Жарков Р.В.², Харитонов Н.А.^{1,3},
Гусева Н.В.⁴, Шестакова А.В.⁴

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: geowater@mail.ru

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, ул. Науки 2-Б,
e-mail: rafael_zharkov@mail.ru

³Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Ленинские горы, д. 1,
Москва, e-mail: tchenat@mail.ru

⁴Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет», г. Томск, пр. Ленина 30, e-mail: guseva24@yandex.ru

Флюидогенерация является одной из важнейших характеристик глубинных разломных зон литосферы и наиболее ярко проявлена в вулканических областях. Приуроченность большинства крупных месторождений минеральных вод к глубинными тектоническим нарушениям также не вызывает сомнений [1, 4, 6]. Изотопные характеристики сопутствующих газов доказывают, что такие месторождения углекислых вод как Синегорское, Шмаковка, Ласточка, Мухен, Удалянчи, маркируют региональные зоны разуплотнения Земной коры, по которым газы глубинного происхождения достигают поверхности [6]. Очевидно, что подобные природные объекты отражают состояние геологической среды и могут служить для организации мониторинга широкого ряда гидрогеохимических параметров. Предшествующие сейсмичности изменения в химическом составе подземных вод, сопутствующих газов, температуры и уровня воды обнаруживают пространственно временную связь с тектоническими напряжениями, потоками глубинных флюидов, изменением внутривулканового давления в системе вода-порода-газ и собственно разрушением пород [7].

Благодаря своему расположению о. Сахалин является идеальной природной лабораторией для наблюдения за реакцией гидросферы на тектонические события различного генезиса, от близповерхностных до глубинных. Активный тектонический режим острова Сахалин обусловлен его расположением в западной части Охотоморской литосферной плиты, испытывающей влияние Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плит. Границы плит характеризуются глубинными разломами сдвигового характера, а со стороны Тихоокеанской плиты наблюдается современная зона субдукции. В пределах острова выделяется три региональных разлома Хоккайдо-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, Западно-Сахалинский, в пределах которых происходит активная разгрузка флюидов. Крупнейшие сейсмические события происходившие на о. Сахалин в современное время (Нефтегорское землетрясение, Углегорское и пр.) связываются учеными с активизацией древней субдукционной зоны, действующей в позднемиоценовое-палеогеновое время [2].

С 2014 г. на о. Сахалин проводятся исследования преследующие своей целью выявление гидрогеохимических индикаторов характеризующих реакцию среды на тектонические события (землетрясения, извержения грязевых вулканов и пр.). Подобные наблюдения показали свою перспективность на Камчатке, а для о. Сахалин проводятся впервые. Предварительные работы показали, что выбор природного объекта для постановки мониторинга за изменением гидрогеохимическими и газогеохимическими параметрами имеет огромное значение. На первом этапе проводилось картирование термоминеральных источников, наблюдение за изменением физических параметров, изучение газовой и водной фазы. Полученная информа-

ция сопоставлялась с геологическими данными и сейсмическими событиями происходящими в регионе. Результаты работ показали, что на сегодняшний день, наиболее перспективной для наблюдений является южная часть Центрально-Сахалинского разлома.

Центрально-Сахалинский разлом (ЦСР) взбросо-надвигового типа является западной границей Анивского прогиба. Интенсивно проявленная здесь разрывная тектоника и складчатость, обусловлена надвигообразованием в зоне разлома. Эту часть прогиба выделяют как приразломную пликативно-дизъюнктивную зону [5]. Возникшими при надвигах сдвиговыми разрывами ЦСР разбит на отдельные фрагменты, имеющие разные амплитуды смещения, кинематику и т.п. Этим региональным надвигам соответствуют грязевой вулканизм, глинистый диапиризм. Так, на южном участке ЦСР находится Южно-Сахалинский грязевой вулкан и крупное месторождение углекислых минеральных вод Синегорское.

В 2015 г. непрерывные автоматические измерения параметров на опорном пункте Синегорского месторождения (скв. № 33) были начаты 05.06.2015 г. и прекращены 05.09.2015. Выбор места расположения станции обусловили низкие фоновые концентрации ОА почвенного радона составляющие 66-200 Бк/м³, по которым предполагалось выделить лунные циклы и влияние атмосферного давления, а также различные по масштабу потоки радона. Короткоживущего радионуклида торона (55 сек) в потоке газов не отмечалось. В скважину были опущены датчики регистрирующие электропроводность, температуру и уровень воды, также был установлен барометрический датчик, регистрирующий атмосферное давление.

Анализ полученных результатов выявил несколько особенностей: 1 – с момента начала регистрации значения электропроводности снижались, но в определенный момент стали стабильно повышаться; 2 – примерно в это же время зарегистрировано резкое увеличение ОА радона и торона; 3 – поведение температуры и уровня воды в скважине не имело характерных особенностей за весь период регистрации. Момент изменения геохимических параметров относился к началу июля 2015 г.

Согласно данным «СПРАВКИ о сейсмичности зоны ответственности СФ ГС РАН» в июле 2015 года в Сахалинском регионе зарегистрировано три землетрясения, все они произошли на юге острова. Первое, зарегистрированное 3 июля в 21:07 UTC ($K_c = 9.4$; $H = 11$ км), ощущалось в п. Синегорск с интенсивностью в 3-4 балла, в пп. Быков, Углезаводск, Санаторный – 3 балла, п. Ёлочки – 2-3 балла, г. Южно-Сахалинск и Холмск и п. Пятиречье – 2 балла. Второе и третье произошли 25 июля в 14:45 и 15:43 UTC ($K_c = 7.6$ и 5.8 , $H = 8$ км) и ощущались в г. Южно-Сахалинск в 3 и 2 балла соответственно.

Сопоставление данных по изменению гидрогеохимических параметров и временем сейсмических событий позволило установить связь между землетрясением произошедшим 3.07.2015 г. и зафиксированными изменениями геологической среды.

За 25 дней до сейсмического события началось резкое уменьшение электропроводности воды, сменившееся через 10 дней кратковременным увеличением, которое вскоре снова сменилось падением, теперь уже до минимальных значений. С 26.06.2014 амплитуда колебаний электропроводности значительно уменьшилась до 60 мСм, а произошедшее 3.07.2015 землетрясение запустило процесс роста электропроводности, продолжавшееся до конца измерений. Схемы подобного поведения электропроводности, уровня воды или геохимических индикаторов достаточно хорошо описаны в научной литературе [3, 7] и основаны на том, что при подготовке сейсмического события происходит изменение напряженного поля среды, в результате чего может происходить усиление или ослабление истечения радона, изменение уровня вод, либо их состава. В активных разломных зонах может происходить как насыщение, так и разбавление подземных вод различными газовыми и жидкостными флюидами, что изменяет химический состав подземных вод. Полученные данные показывают, что в период подго-

товки землетрясения происходило постепенное изменение динамических полей напряжений в регионе. В результате форшоковых растяжений могли открываться трещины для поступления пресной воды, обуславливающей падение электропроводности. Афтершоковое сжатие напротив могло сопровождаться растрескиванием массивов горных пород, в том числе и интрузивных, что в итоге привело к повышению уровня эманирования радона.

Резкий скачок ОА радона и торона был зарегистрирован спустя 41 час после землетрясения, произошедшего 3 июля 2015г. При этом минимальные значения составляли 20 000 Бк/м³, а максимальные 620 000 Бк/м³. Спустя 57 часов значения торона составили 21439 распадов. После этого, на восстановление фонового уровня торона потребовалось около 3 суток, в то время как для более долгоживущего радона около двух недель (до 20.07.2015). Наблюдаемые результаты показывают нелинейность выхода радона в зависимости от изменения напряженного состояния среды, что также подтверждено результатами ученых в различных регионах мира [7].

Впервые для о. Сахалин получены данные о том, как реагирует поле радона в пределах комплекса осадочных пород на прохождение волн местных землетрясений в непосредственной близости от пункта наблюдений. Сейсмическая активность 25 июня на данном объекте отражения не имела. В соответствии с записями прибора до 31.08.2015 никаких значительных колебаний активностей радионуклидов не зарегистрировано. Вероятно, это связано с геоструктурными условиями и расположением очагов землетрясений. Отметим также, что для скважины № 33 реакция на сейсмическое событие никак не выражалась в изменении уровня воды. Колебания уровня были хаотичны, как в суточном, так и в более длительных циклах, и не превышали 7 см.

В результате исследований удалось выявить, что электропроводность (минерализация) воды и радон, в составе сопутствующих газов, могут являться представительными гидрогеохимическими индикаторами тектонических событий. Основной проблемой является выбор объекта (скважины) для наблюдений, который не может быть сделан без проверки реальными сейсмическими событиями, т.н. калибровки, которая дает оценку прогностическим возможностям наблюдательного пункта. Данное ограничение может быть нивелировано расширением сети наблюдательных скважин.

Работа выполнена при поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований № 14-05-00243, № 14-05-00171 и ДВО РАН № 15-1-2097.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Лаврушин В. Ю.** Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС. 2012. 348с. (Труды Геологического Института. Вып. 599).
2. **Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.** Глубинное строение сейсмоопасных регионов Земли (о. Сахалин) // Вестник ОНЗ РАН. Т. 6, 2014 doi:10.2205/2014NZ000121.
3. **Уткин В.И., Юрков А.К.** Радон-надежный индикатор геодинамических процессов // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. 13. С. 165-169.
4. **Челноков Г. А., Харитонова Н. А.** Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2008. 165 с.
5. **Челноков Г.А., Жарков Р.В., Брагин И.В., Веселов О.В., Харитонова Н.А., Шакиров Р.Б.** Геохимические характеристики подземных флюидов южной части Центрально-Сахалинского разлома // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 33 № 1. С. 115-117.
6. **Чудаев О. В.** Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2003. 203 с.
7. **Parotidis, M., Rothert, E. and Shapiro, S. A.** Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in the Vogtland/NW Bohemia, central Europe. 2003, Geophys. Res. Lett. 30. 2075, doi:10.1029/2003GL018110.

ПРОБЛЕМЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР ЗЕМЛИ

Четырбоцкий А.Н.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: Chetyrbotsky@yandex.ru*

В науках о Земле численное представление радиального распределения ряда параметров его среднего состояния определяется так называемой моделью внутреннего строения Земли. Согласно ей структурно тело Земли отвечает последовательности шаровых слоев (геосфер) с контрастной границей между ними. В связи с этим представляет интерес изучение сходства и отличий моделей, а также влияния температуры на характер распределения ряда параметров слоев. Актуальность такого изучения обусловлена высокой степенью информативности температуры как меры термодинамического состояния изучаемых систем.

Несмотря на высокую погрешность ее измерений и в условиях ограниченности доступного для изучения выборок данных, здесь рассмотрено решение этого вопроса. Представляется целесообразным выделить основные направления численного моделирования динамики вещества геосфер.

Здесь сначала формулируются основные положения, на которых основаны современные модели радиального распределения параметров. Объектами рассмотрения выступают модели «Земля-2» [4], PREM (Preliminary Reference Earth Model) [8] и IASP91 [9]. Алгоритмы математического аппарата приведены в [6].

Сопоставление кривой распределения температуры на участке 0-2890 км и кривой вертикального распределения температуры в океане [4] указывает на их определенное сходство: в обеих ситуациях на начальных глубинах следует резкий рост, а далее для некоторого конечного участка следует стабилизация значений. В обоих случаях механизм такого распределения определяется простым соотношением

$$dT/dz = \gamma(T, P)(T_m - T),$$

где $\gamma(T, P)$ подлежащая определению функция (в простейшем случае линейная функция аргументов, численные значения коэффициентов оцениваются на основании наблюдений); T_m предельное значение температуры. Если принимается $\gamma(T, P) = const$, то распределение температуры следует выражению

$$T(z) = T_m[1 - \exp(-\gamma z)].$$

Параметр рассчитывается по методу наименьших квадратов (МНК)

$$\gamma = \sum_1^N \ln(T_m - T_i) / \sum_1^N z_i,$$

где $N=100$ наблюдений (объем исходной выборки). Тогда $\gamma = 4,3 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$. Адекватность этой модели распределению температуры PREM-модели следует из высокого значения коэффициента корреляции 0.779.

Целесообразность построения таких моделей и их дальнейшее использование видится в том, что посредством их можно придать количественную оценку некоторым процессам. Например, если принять факт горячего образования Земли, то формирование и динамику верхних оболочек можно сформулировать следующим образом. При остывании поверхности Земли и ее затвердевания здесь формируется слой с пониженной теплопроводностью и повы-

шенной вязкости. Поскольку потери тепла верхних частей этого слоя выше нижележащих, то далее следует цепочка приростов его толщины. Поступающий к нижней границе слоя вертикальный поток эндогенного тепла вследствие пониженной теплопроводности обуславливает здесь рост подкоровой тепловой энергии. В результате формируются температурные волны и астеносфера. Численную модель динамики толщины коры можно определить записью

$$dh/dt = [\alpha(T, P) - \beta(T, P)h]h,$$

где h толщина литосферы; $\alpha(T, P), \beta(T, P)$ некоторые функции T и P (в простейшем случае линейные функции аргументов, численные значения коэффициентов которых оцениваются на основании наблюдений). Традиционно эта модель является основным инструментарием математической биологии для моделирования динамики некоторого параметра состояния рассматриваемой популяции (длины, биомассы, численности и т.д.) в условиях ее пространственной ограниченности.

Здесь физический смысл $\alpha(T, P)$ и $\beta(T, P)$ состоит в следующем [7]. В начальный период формирования коры $\alpha(T, P)$ определяет ее относительный прирост в единицу времени $h^{-1}dh/dt$; когда вступают препятствующие росту толщины факторы (например, высокое давление на нижний слой вышележащих толщ), относительный прирост после своего максимума убывает и далее принимает нулевое значение. Максимальное значение h равно α/β . В случае $\alpha(T, P) = const$ и $\beta(T, P) = const$ этап линейного относительного роста наступает после $h^* = \alpha/2\beta$, что соответствует точке перегиба кривой $h=h(t)$.

Многообразие практического использования подобных (6) соотношений и простота их адаптации для решения задач из различных предметных областей показывает его высокую универсальность [5].

Результаты анализа распределений в условиях принятия допущения о горячем происхождении Земли позволяют сформулировать такую концептуальную модель формирования геосфер Земли. Вызванная остыванием внешнего слоя Земли, его кристаллизация приводит к формированию коры. Поскольку она является теплоизолирующим слоем, то на ее нижней границе формируется слой повышенного теплосодержания. Далее он трансформируется в астеносферу. Далее конвекция обуславливает перемешивание геоматериала, что приводит к росту толщины мантии и понижению размера ядра.

Интересно также отметить, что выявленное сейсмическими методами разнонаправленность вращения коры и остальной части можно объяснить действием ускорения Кориолиса. Согласно ему, в океане течения в северном полушарии отклоняются вправо действию ветра и влево в южном полушарии. Численно этот эффект определяется так называемой спиралью Экмана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилов В.П. Геотектоника. М.: «Нефть и газ» РГУ им. И.М. Губкина. 2005. 368 с.
2. Кузнецов В.В. Физика горячей Земли. Новосибирск. 2000. 365 с.
3. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле. М.: Мир. 1991. 447 с.
4. Сорохтин О.В., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 2002. 506 с.
5. Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики земли// Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 753-760.
6. Четырбоцкий А.Н. Методы и алгоритмы решения задач снижения размерности пространства описания. Владивосток: ДВО АН СССР. 1991. 95 с.
7. Четырбоцкий А.Н. Крупномасштабное математическое моделирование пространственно-временной динамики морского ледяного покрова (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука. 2009. 192 с.

8. **Dziewonski A.M., Anderson Don L.** Preliminary Reference Earth Model/ Phys. Earth Planet Inter., 25. 1981. P. 297-356
9. **Kennett B.L.N., Engdahl E.R.** Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Inter. 1991. V. 105. P. 429-465.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА ПО МАТЕРИАЛАМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Шевырева М.Ж., Шевырев С.Л.

*Дальневосточный федеральный университет, Владивосток,
e-mail: xtxmj@mail.ru*

Дальний Восток России испытывает потребность в наращивании минерально-сырьевой базы углеводородного сырья для развития нефтегазовой промышленности. В этой связи пристальное внимание геологоразведочных организаций приковывают перспективные зоны сложного геологического и тектонического строения.

Задачи настоящего исследования заключаются в изучении тектоно-стратиграфического строения акватории, идентификации и дешифрировании морфоструктур морского дна разных порядков на основе гравитационно-батиметрической цифровой модели рельефа, а также сопоставлении выделенных структуры перспективным нефтегазоносным участкам.

В настоящее время выделяют три модели генезиса нефти и газа: депрессионная (бассейновая), рифтогенная и субдукционно-обдукционная или коллизионная [1]. Для окраинных морей Дальнего Востока характерна первая модель нефтегазообразования. Это классический образец нефтегазообразования, в соответствии с ним накопление нефтематеринской породы происходит в зоне устойчивого прогибания в земной коре. Погружение и накопление толщ осадка, обогащенного органическим веществом на дне моря претерпевают воздействие повышенных температуры и давления (стадия катагенеза, $t=300-350$ °С, $P>100$ МПа). Образуясь, углеводороды мигрируют и задерживаются в нефтегазовых ловушках, в качестве которых часто выступают антиклинальные складки. Современные активные разломы и сейсмика формируют тектоническую нарушенность структур морского дна. Разрушение сплошности флюидоупоров ведет к эманации углеводородов [3].

Татарский пролив включает три осадочных потенциально нефтегазоносных бассейна: в северной части располагается Северо-Татарский, в южной – Южно-Татарский, в западной части – Исикари-Западно-Сахалинский [3]. Локализация скоплений углеводородов обусловлена спецификой геологического строения. На картах сейсмического районирования Дальнего Востока России акватория Татарского пролива отмечена сейсмоактивными зонами, здесь наблюдаются средне и глубокофокусные землетрясения [4].

Осадочные бассейны (ОБ) пролива образовались в обстановках переменной кинематики земной коры, о чем свидетельствует осложнение дна и склона Татарского пролива дислокациями различной кинематики.

Северо-Татарский и Южно-Татарский ОБ имеют рифтогенное происхождение (конец эоцена – начало олигоцена). Бассейны претерпевали несколько фаз тектоно-магматической активизации и синхронного прогибания в эпохах позднего эоцена-олигоцена, раннего-среднего миоцена, позднего миоцена-раннего плиоцена [3].

Структурно-тектоническое районирование Татарского пролива Японского моря отражено в сложной гравитационно-батиметрической цифровой модели рельефа (ЦМР), отражен-

ной в данных спутников Envisat и Jason [5]. Наиболее выражены структурные элементы 2-го, 3-го, 4-го порядков. Структуры 2-го порядка характеризуют прогибы, крупные вне- и межбассейновые поднятия, разделяющие и обрамляющие их границы. Структуры 3-го порядка отражают неоднородности строения региона, это зоны складчатых дислокаций, грабены и вулканотектонические депрессии, разделяемые внутрибассейновыми поднятиями. Наиболее важными структурами 3-го порядка в отношении накопления залежей углеводородов, являются антиклинальные складчато-разрывные дислокации. Структуры 4-го порядка характеризуют локальные антиклинали кон- и постседиментационного генезиса и субвулканические интрузии [3].

Исикари-Западно-Сахалинский бассейн (ИЗСОБ) также имеет выраженность структурных форм 3-го порядка и оценивается как наиболее нефтегазоперспективный. На юге Татарского пролива этот осадочный бассейн располагается в шельфовой зоне.

Вдоль ИЗСОБ протягиваются складчато-разрывные структуры (Холмско-Шебушинская) и Кузнецовская антиклинальная зона, маркирующие Западно-Сахалинский разлом. Главными структурами элементами бассейна являются Монеронский, Холмский, Ясноморский прогибы шельфовой территории, разделенные между собой антиклинальными структурами. На спутниковых ЦМР они выражены в виде региональных линеаментных зон.

Поднятия фундамента Татарского пролива отчетливо выражено в региональных гравитационных максимумах. Контрастные аномалии магнитного поля характерны для Северо-Татарского и Южно-Татарского бассейнов, главным образом это связано с вулканотектоническими поднятиями. В осадочных бассейнах установлены морфоструктуры как положительного, так и отрицательного характера и, вероятно, тектонического происхождения. Локальные впадины характеризуются отрицательным полем силы тяжести и пониженными положительными значениями магнитного поля [6].

Изучение части Татарского пролива, прилегающей с южной оконечности острова Сахалин, позволило идентифицировать современный тектонический паттерн территории, распределение кольцевых и линейных структур, локальных депрессий и поднятий. Проведено детектирование и дешифрирование положительных и отрицательных морфологических структур морского дна, которые соответствуют локальным поднятиям и прогибам акватории Татарского пролива.

Зона наибольшего теплового потока и сгущение эпицентров землетрясений соответствуют перспективному нефтегазоносному осадочному бассейну – Исикари-Западно-Сахалинскому, где фиксируются температура более 100 градусов Цельсия.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гаврилов В.П.** Геодинамическая модель нефтегазообразования в литосфере // Геология нефти и газа. 1988. № 10. С. 1-9.
2. **Обжиров А.И., Соснин В.А.** Мониторинг метана в Охотском море / Владивосток: Дальнаука. 2002. 250 с.
3. **Жаров А.Э.** Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис, Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин, В.Г. Варнавский, В.Н. Гагаев // Владивосток: ДВО РАН. 2004. С. 11-13.
4. Комплект карт Общего сейсмического районирования России – ОСР-97 // Электронный ресурс: http://seismos-izf.ru/personal/ocp-97-abc_3.htm. Дата обращения: 15.03. 2016.
5. **Шевырев С.Л., Шевырева М. Ж., Чернышев В.В., Морозов А.А., Ивин В.В.** Об оценке тектонической позиции скоплений углеводородов на шельфе Дальневосточных морей России по космическим данным // Горный Информационно-Аналитический Бюллетень. № S36. 2015. С. 236.
6. **Шенин В.С., Игнатова В.А.** Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. М.: ВНИГНИ. 2007. С. 177-178

ГЛУБИННЫЙ СЛЕД ПАЛЕОЗОНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ В СЕВЕРНОМ ПРИХОТЬЕ

Шпикерман В.И.¹, Фельдман Л.Л.²

¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского» Санкт-Петербург, Средний просп. 74, email: Vladimir_Shpikerman@vsegei.ru

²АО «Северо-Восточное производственно-геологическое объединение» г. Магадан, ул. Дзержинского 6, email: feldman@maggeo.ru

По материалам сейсмических разрезов МОВ-ОГТ опорных геолого-геофизических профилей (ОГГП) 2-ДВ и 3-ДВ в северном континентальном обрамлении Охотского моря выделяется глубинная структура, интерпретируемая нами как след зоны конвергенции двух разнородных блоков земной коры. Структура пересечена двумя субпараллельными сечениями, расположенными на расстоянии 370 км друг от друга: на юго-западе ОГГП 2-ДВ в интервале 50-200 км и на северо-востоке рассечкой ОГГП 3-ДВ в интервале 2700-2850 км (рис. 1).

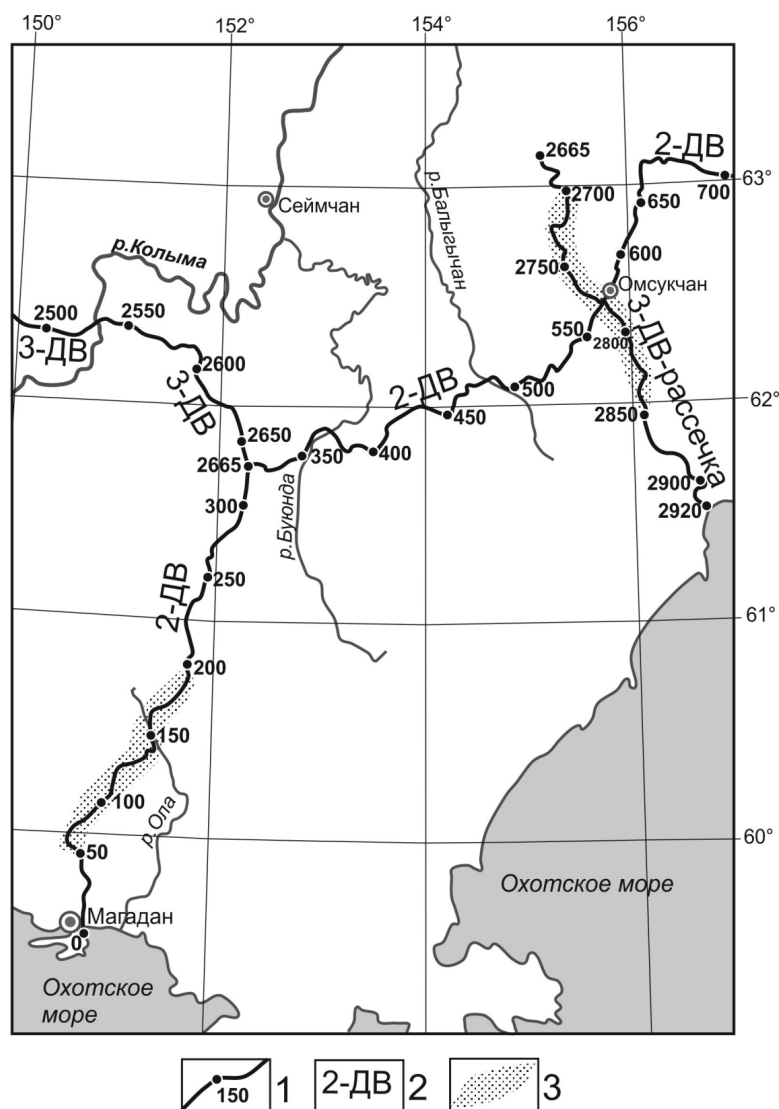


Рис. 1. Схема расположения опорных геолого-геофизических профилей в Северном Приохотье: 1 – линии профилей с указанием пикетов в километрах профиля; 2 – названия профилей; 3 – интервалы профилей, в которых установлена глубинная структура конвергенции.

Рисунки сейсмического поля на глубинных мигрированных разрезах МОВ-ОГТ в обоих пересечениях выделяемой структуры совершенно идентичны (рис. 2).

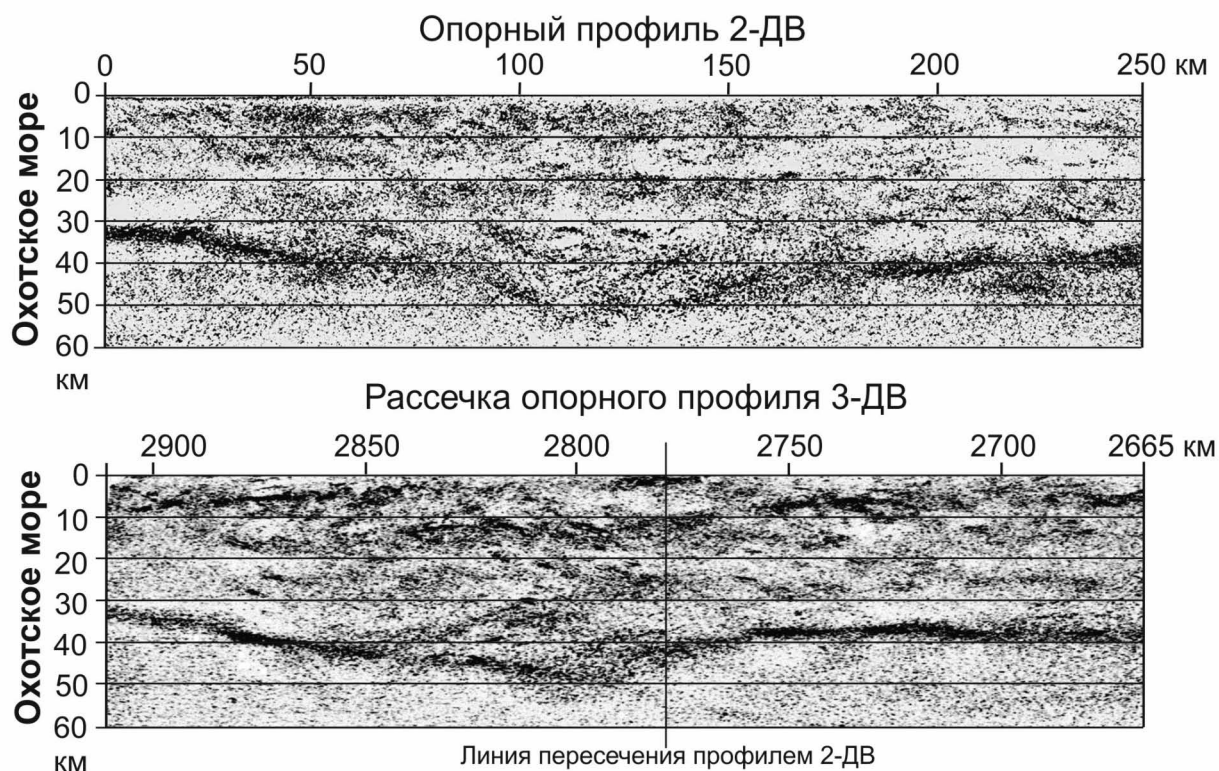


Рис. 2. Отражение глубинной зоны конвергенции в сейсмических разрезах МОВ-ОГТ на профилях 2-ДВ (с использованием [3]) и 3-ДВ (с использованием материалов (А.С.Сальников и др., 2014 г).

Подошва земной коры в этих разрезах, как со стороны моря, так и со стороны континента, характеризуется системами отражателей, наклоненных вниз навстречу друг другу. В месте встречи этих систем мощность земной коры достигает максимальных значений – 55 км. Вследствие встречного наклона систем отражения, нижняя часть выделяемой структуры напоминает крылья чайки в полете. В наиболее вогнутом фрагменте нижней границы земной коры плотность отражающих площадок снижается по сравнению с крыльями. По данным ГСЗ как в начале профиля 2-ДВ, так и в районе рассечки профиля 3-ДВ в верхней мантии отмечаются границы конформные границе нижняя кора – мантия по данным МОВ-ОГТ. Выше нижнего отражающего горизонта структура характеризуется нарушением горизонтальной расслоенности на всю мощность земной коры. Это выражается в появлении наклонных под разными углами, часто пересекающихся систем отражателей. В результате проявляются характерные зубчатые границы, похожие на сутуры. Серия таких границ в разрезе МОВ-ОГТ разделяет земную кору на два блока с различным рисунком сейсмического поля. Таким образом, выделяемая структура является глубинным швом между двумя структурно разнородными блоками земной коры.

Идентичность сейсмического поля в обоих описываемых фрагментах ОГП, их размещение в единой геологической структуре (пограничная область Яно-Колымской и Кони-Тайгоносской складчатых систем, перекрытая Охотско-Чукотским вулканогенным поясом), одинаковая удаленность от Охотского побережья, дает основание считать, что мы имеем дело

с единой глубинной зоной. Это подтверждается и тем, что зона совпадает с высокоградиентной Приохотоморской гравитационной ступенью регионального масштаба. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать эту зону и как границу блоков с различной средней плотностью земной коры – более высокой со стороны океана.

Для расшифровки внутреннего строения зоны и более детального трассирования ее в плане, по территории значительно превышающей приведенной на рисунке (рис. 3), проведено статистическое зондирование поля силы тяжести с вычислением статистических параметров асимметрии и эксцесса [2]. В асимметрии с ориентировочной глубиной от 30 до 45 км, зона прослеживается достаточно спокойным полем, осложненным протяженными мини-максимными аномалиями. В районе Омсукчанского прогиба строение зоны значительно осложняется субмеридиональной структурой, уходящей в сторону Охотского моря.

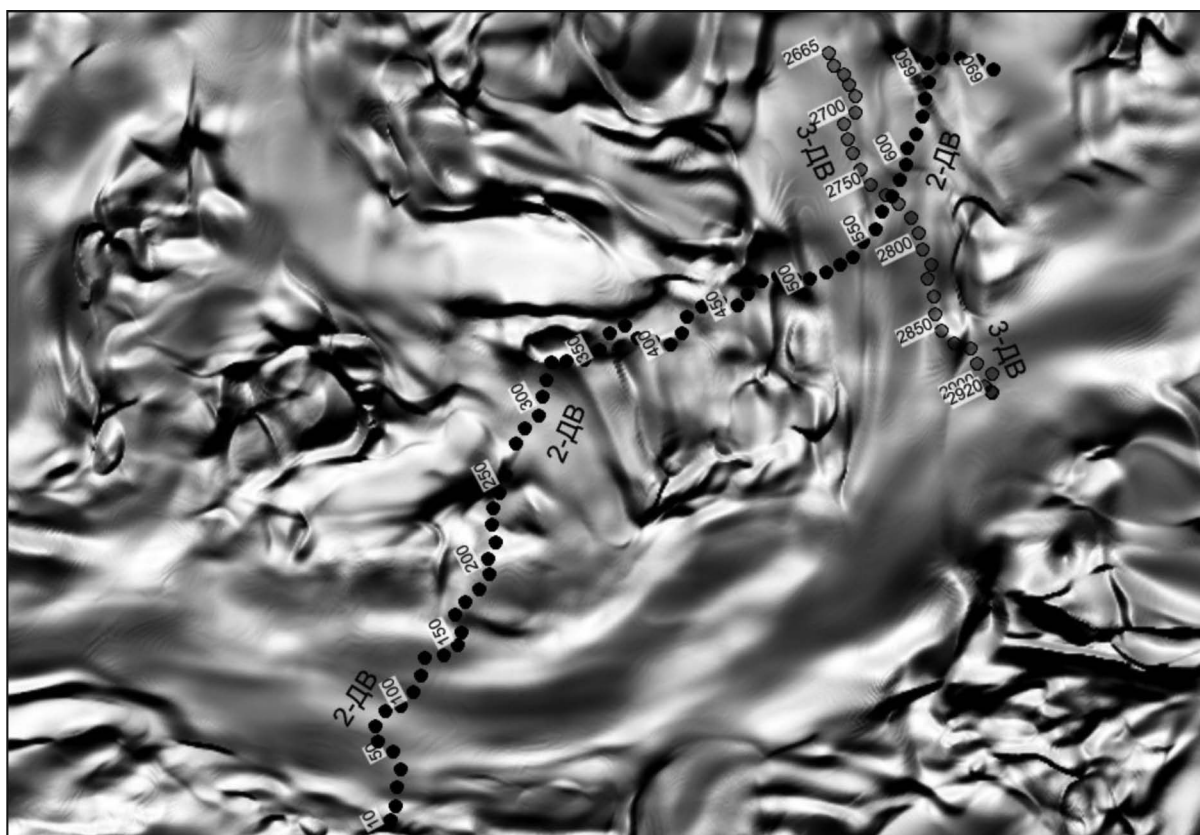


Рис. 3. Статистический параметр асимметрия поля силы тяжести на глубинах от 30 до 45 км. Псевдорельеф, горизонтальный угол 102, вертикальный 43 градуса.

Цифрами показаны пикеты опорных геолого-геофизических профилей в километрах профиля.

Выделяемая глубинная граница блоков, скорее всего, является швом столкновения Кони-Тайгоносской островодужной системы с террейнами аккреционной окраины Евразии. Столкновение произошло в доальбское время при закрытии задугового бассейна в результате субдукции под континент в конце юры – раннем мелу. Индикаторами этого события являются раннемеловые вулканоструктуры и тела гранитоидов к северу от рассматриваемой зоны, относимые к Удско-Мургальскому окраинно-континентальному поясу [Горячев, 2005]. На наличие былой зоны субдукции, вероятно, указывает хорошо заметная система отражателей на разрезе расщелины 3-ДВ, погружающаяся в полупрозрачную мантию в направлении от океана к континенту под углом 20° (см. рис. 2). В северо-восточной части рассматриваемого фрагмента

зоны, по-видимому, имела место косая субдукция, вследствие чего возникла оперяющая структура растяжения – Омсукчанский рифтогенный прогиб.

Авторы полагают, что проявленная в Северном Приохотье глубинная зона может служить типовой моделью глубинного строения зон конвергенции разнородных блоков земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2005. С. 17-38.
2. Петров А.В., Трусов А.А. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа трехмерной геоинформации – КОСКАД 3Д // Геофизика. 2000. № 4. С. 29-33.
3. Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Андрющенко Ю.Н., Липилин А.В. Глубинные сейсмические исследования отраженными волнами // Структура и строение земной коры магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Сб. научн. тр. Новосибирск: Наука. 2007. С. 22-26.

ТИПЫ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОГИБАХ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Карнюшина Е.Е.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва,
e-mail: agat1723@yandex.ru*

Вулканогенно-осадочные отложения олигоцен-миоценового возраста мощностью более 3,5 км, изученные по керну скважин, представлены в прогибах Западной Камчатки терригенно-туффовитовой, терригенно-туффито-кремнистой, туффовитовой и туффито-угленосной группами формаций. Зональность катагенеза отложений установлена по замерам показателя отражения витринита ($R_v, \%$) и, согласно принятой шкале [2], соответствует диапазону градаций ПК₁₋₂ – начала МК₃. На фоне стадийных преобразований толщ наблюдаются особенности изменений коллекторов в продуктивных пластах и на водно-углеводородных контактах (ВУК) газовых залежей, а также выявлены следы действия гидротем [3].

В Ичинском и Колпаковском нефтегазоносных прогибах Охотско-Камчатского бассейна вулканогенно-осадочная олигоцен-миоценовая толща залегает с несогласием на существенно терригенном палеоцен-эоценовом рифтовом комплексе, содержащем залежь газоконденсата на Лиманской площади Ичинского прогиба.

Подзона протокатагенеза (глубина от 200-300 до 1500-1700 м) охватывает туффито-угленосную молассу верхнего миоцена (>1000 м) и средне-верхнемиоценовые формации – терригенно-туффовитовую молассовую (200-500 м), а также относительно глубоководную туффито-диатомитово-кремнистую (300-500 м). На границе между градациями ПК₁₋₂ и ПК₃ на глубине 1000 м температура 55 °С, в подошве подзоны – 85 °С, геотермический градиент (ГТГ) в среднем – 4 °С/100 м.

В водонасыщенной части разреза широко распространенные в молассах ортотуффиты песчаные и алевролитовые среднего состава преобразуются вследствие аутигенной глинизации. Лито- и кристаллокласты окаймлены пленками (до пяти и более) смектитов и хлорит-смектитов, образующими вторичный глинистый цемент. Он заполняет межпоровые каналы и поры, в центральной части которых наблюдаются более поздние кальцит, кристаллы клиноптилолита и реже десмина. Вследствие механического уплотнения и структурно-минеральных новообразований (СМН) пористость открытая ($P_{от}$) в водонасыщенных туффитах-коллекторах

убывает вниз по разрезу от 46 до 20%. Теплопроводность (λ) слабо карбонатных туфоалевролитов, измеренная во влагонасыщенных образцах [1], составляет 1,45 Вт/м•К, $P_{от}$ – 22,3%.

Туфоглины смектитовые нередко являются продуктами аутигенной глинизации туфов песчано-алевритовых, и выполняют роль локальных флюидоупоров. Их объемная плотность (σ) 1,8 г/см³, λ – 1,14 Вт/м•К. Туфодиатомиты с биоморфной структурой (σ – 1,00-1,07 г/см³, $P_{от}$ – до 50%), изученные в молассе Ичинского прогиба, содержат породообразующий опал-А до глубины 200-300 м (температура 25-30 °С),

Наложённые явления в газонасыщенной молассе Кишукского месторождения Колпаковского прогиба выражены торможением аутигенной глинизации. Вулканокласты окаймлены лишь одной-двумя смектитовыми пленками. Поры и соединяющие их каналы I-V продуктивных пластов, залегающих в интервале 1143-1350 м, закрыты частично, и $P_{от}$ варьирует от 23,6-31,7%. В зоне современного и древних прогрессивных ВУК II продуктивного пласта (интервал 1190–1220 м) наблюдается чередование как разуплотненных туффитов, вследствие их выщелачивания, так и переуплотненных за счет значительной карбонатизации, замещающей каркас коллекторов на 50-60%. $P_{от}$ изменяется в этом случае от 35 до 5% соответственно.

Туффито-диатомитово-кремнистая формация в подзоне протокатагенеза изменяется вследствие трансформации биогенного SiO₂ и раскристаллизации витрокластов кислого состава. Смена форм SiO₂ и постепенное исчезновение биоморфной структуры в туфокремнистых породах наблюдались в разрезе Тваянской площади Ичинского прогиба, где верхняя часть моласс размыта и рассматриваемая формация залегает на глубине 500-950 м. В туфокремнистых породах до глубины 700 м (температура 48 °С) преобладает опал-КТ и отмечаются следы опала-А. Ниже распространены халцедон-кварцевые формы кремнезема в туфоопоках с биоморфно-детритовой реликтовой и глобулярной микроструктурой основными массами. Объемная плотность в туфодиатомитах не превышает 1,32 г/см³, в туфоопоках достигает 1,46 г/см³, $P_{от}$ убывает от 42 до 30% соответственно. Теплопроводность туфоопок, отобранных с глубины 1110 м в Колпаковском прогибе, низкая – 1,05 Вт/м•К ($P_{от}$ – 20%, σ – 1,82 г/см³).

По мере перехода к градации ПК₃ в разрезе прослеживаются перекристаллизованные туфоопоки с кристалломорфно-глобулярной микроструктурой, обособлениями сферолитов халцедона, единичными реликтами пиритизированных диатомей. Физические свойства этих разностей отличаются увеличением σ до 1,73-1,83 г/см³, сокращением $P_{от}$ от 33 до 20%. Исходный состав пород, характер СМН, невысокая объемная плотность и значительная пористость обусловили теплоизолирующие свойства (среднее значение λ – 1,21 Вт/м•К) туффито-угленосной, терригенно-туффитовой и туффито-диатомитово-кремнистой формаций в подзоне протокатагенеза.

Подзона мезокатагенеза вскрыта до глубины 3707 м (температура 140 °С), имеет видимую толщину 2007 м. ГТГ убывает вниз по разрезу от 3,1 °С /100 м до 2,0 °С /100 м. В подзоне скважинами вскрыты олигоцен-среднемиоценовые туффито-опоково-кремнистая и туффито-терригенная формации.

Туффито-опоково-кремнистая формация представлена преимущественно туфоопоками. Они циклично чередуются с подчиненными по толщине туффитами песчано-алевритовыми и туфоглинистыми хлорит-смектитовыми породами. На градации МК₁ $P_{от}$ туффитов в среднем 15%, средняя плотность туфоглинистых пород 2,3 г/см³. Преобладающие в разрезе перекристаллизованные туфоопоки имеют глобулярно-кристалломорфную микроструктуру основной халцедон-кварцевой массы, нередко пиритизированы, пронизаны густой сетью «волосных трещин», заполненных кальцитом. Их плотность 2,12-2,38 г/см³, $P_{от}$ – 1,5-10,6 % (в среднем 5,5%), λ – 2,5-2,74 Вт/м•К. Таким образом, теплопроводность туфокремнистых пород на градации МК₁ увеличивается более чем вдвое по сравнению со значением этого параметра

(1,2 Вт/м•К) в вышезалегающей туффито-диатомитово-кремнистой формации.

Туффито-терригенная формация находится в пределах градации МК₂– начале градации МК₃ (глубина 2500–3707 м). Пачки песчано-алевритовых граувакк и туффитов, неравномерно распределенные по разрезу, тяготеют к верхней части формации, имеют толщину от 20 до 50 м и являются коллекторами газоконденсатных залежей в Колпаковском прогибе. Аутигенные цементы в коллекторах хлорит-сметитовый и карбонатный распределены неравномерно. Цеолиты – десмин и ломонтит, присутствуют в верхней и нижней части разреза соответственно. Для граувакк в нижней части формации типичен неравномерно распределенный цемент соприкосновения зерен, поровый кальцитовый и пленочно-поровый гидрослюдисто-хлоритовый. $\Pi_{от}$ в описанных породах – 2-23% (средние значения на градации МК₂ – 10%, МК₃ – 3%). λ туффитов, идентичных по степени карбонатности (5-11%), варьирует в пределах градации МК₂ от 1,66 до 2,44 Вт/м•К, что объясняется различным типом СМН в них. В I группе λ – 1,66-1,98 Вт/м•К (в среднем 1,84 Вт/м•К). Это туфопесчаники и туфоалевролиты, реже ортотуффиты с рассеянным типом СМН, представленным аутигенным глинистым пленочным и карбонатным неравномерно поровым цементом, с редкими кристаллами цеолитов на стенках пор. Во II группе, где преобладают ортотуффиты с концентрированными формами СМН, в том числе в различной степени пиритизированные, λ изменяется от 2,08 до 2,44 Вт/м•К (среднее – 2,25 Вт/м•К). Туфоаргиллиты хлорит-гидрослюдистые с варьирующим содержанием смешанослойных минералов в пределах градации МК₂ характеризуются σ – 2,44 г/см³, λ – 1,68 Вт/м•К. На градации МК₃ σ туфоаргиллитов достигает 2,57 г/см³. Среднее значение λ для туффито-терригенной формации, имеющей контрастную теплопроводность, составляет 1,8 Вт/м•К.

В Голыгинском потенциально нефтегазоносном прогибе Южно-Охотского бассейна вулканогенно-осадочная олигоцен-миоценовая толща перекрывает с несогласием дислоцированные терригенные породы верхнемелового фундамента. В прогибе известны поверхностные нефтепроявления.

Подзона протокатагенеза (глубина 400-1600 м, температура 40-84 °С, ГТГ в среднем – 4 °С/100 м) охватывает туффито-угленосную молассу верхнего миоцена (500-600 м) и средне-верхнемиоценовую туффитовую формацию (200-600 м). Распространенные здесь песчано-алевритовые туфы и туффиты среднего-основного состава характеризуются СМН, аналогичными описанным в водонасыщенных коллекторах Охотско-Камчатского бассейна. $\Pi_{от}$ пород изменяется от 49 до 24%, λ туфов алевролитовых с нижним пределом пористости имеет величину 1,15 Вт/м•К на глубине 1148 м.

Подзона мезокатагенеза прослежена по замерам R_a до забоя (3550 м) скважины Крестовская ГП-1, расположенной на структуре облекания вулканической постройки. Здесь вскрыты низы туффитовой формации и терригенно-туффито-кремнистая группа формаций. Температура на глубине 3527 м достигает 148,6 °С, ГТГ в подзоне – 3,3 °С/100 м. В верхней части разреза распространены рассеянные СМН, в том числе клиноптилолит, частично крустифицирующий обломочные компоненты туффитов. На глубине 1784 м $\Pi_{от}$ этих пород 20%, λ – 1,67 Вт/м•К.

Наложённые гидротермальные явления прослежены в проницаемых пластах вулканогенно-осадочных формаций с глубины около 1800 м. На этом уровне в пределах градации МК₁ выявлено катагенетическое несогласие по скачку R_a от 7,1 до 7,5%. В туффито-диатомитово-кремнистой (300 м) и в большей части (655 м) туффито-опоково-кремнистой формации слагающие их трещиноватые туфокремнистые породы карбонатизированы. Туффиты алевролитовые глинизированы. На глубине 1863 м описаны цеолитолиты морденитовые. Они замещают лито-витро-кристаллокластические туфы, имеют $\Pi_{от}$ 15%, но практически непроницаемы.

В совокупности эти преобразованные породы образуют мощный вторичный флюидопор [3]. В туфоопоках на глубине 2228 и 2546 м σ составляет 2,18 и 2,16 г/см³, λ – 1,6 и 1,66 Вт/м•К соответственно. В глинизированных туфах алевролитовых σ – 2,24 г/см³, λ – 1,06 Вт/м•К (глубина 2340 м). В пределах градации МК₁ среднее значение λ – 1,44 Вт/м•К.

На градации МК₂, охватывающей терригенно-туффитовую формацию, на глубине 3141 м вскрыты ломонтитовые цеолитолиты, представляющие собой вторичный коллектор. Их $P_{от}$ – 25%, проницаемость 57 мД. В интервале 3256-3550 м туфы и туффиты имеют $P_{от}$ 11-3%, λ – 1,43-2,02 Вт/м•К (среднее – 1,73 Вт/м•К). СМН наложенных процессов обусловили формирование вторичного природного резервуара в пределах Крестовской структуры.

Результаты изучения вулканогенно-осадочных формаций с позиций нефтяной литологии свидетельствуют, что различные типы их вторичных преобразований приводят к значительным нефтегеологическим последствиям, связанным с закономерностями формирования литофизических свойств пород, вторичных геологических тел и природных резервуаров углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геотермические исследования при оценке перспектив нефтегазоносности (на примере бассейнов Камчатки и других регионов Дальнего Востока) / Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е., Петрунин Г.И., Попов В.Г., Свистунов Е.П., Сосков А.В. // Геология, методы поисков, разведки и оценки м-ний топливно-энергетического сырья. Обзор. М: Изд-во «Геоинформмарк». 2000. 40 с.
2. **Неручев С.Г. Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В.** О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Тр. XV сессии МГК. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М.: Наука. 1976. С. 47-62.
3. **Карнюшина Е.Е.** Осадочные формации в зоне катагенеза нефтегазоносных бассейнов. М.:АО «Институт Гидропроект». 2000. 96 с.