

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

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОХОТОМОРСКОГО СКЛОНА ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгаль А.С.³, Новикова П.Н.³,
Рашидов В.А.⁴, Трусов А.А.⁵

¹РГГУ им. Серго Орджоникидзе, г. Москва, yuri_blokh@mail.ru

²Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома, vbond@list.ru

³Горный институт УрО РАН, г. Пермь, dolgal@mi-perm.ru

⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, rashidva@kscnet.ru

⁵ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва, trusov@aerogeo.ru

Центральное звено Курильской островной дуги (КОД) протягивается приблизительно на 180 км от пролива Крузенштерна до пролива Буссоль и не является однородным (рис.). Здесь можно выделить четыре морфоструктурных участка: о. Матуа – пр. Надежды, о. Расшуа – о-ва Ушишир, пр. Рикорда – пр. Дианы и район о. Симушир [4-6].

Границы между этими участками условно можно провести по самой глубокой юго-западной части пролива Надежды, проливу Рикорда и юго-западнее бухты Броутона на о. Симушир. Имеющиеся оригинальные данные, полученные в 8 комплексных геолого-геофизических экспедициях на НИС «Вулканолог» [7], позволяют предположить, что границы этих участков соответствуют зонам крупных, преимущественно правосторонних, сбросо-сдвигов. Об этом свидетельствует и наблюдаемое последовательное смещение островных блоков от о. Симушир до о. Матуа в юго-восточном направлении. Амплитуда горизонтальных смещений изменяется здесь от 2-3 до 6-8 км. К предполагаемым зонам сбросо-сдвигов, или к оперяющим их разломам, приурочено большинство подводных вулканов Охотоморского склона Центральных Курил.

Здесь насчитывается 18 подводных вулканов (рис.), 13 из которых являются островершинными, а 5 – плосковершинными. Подводные вулканы, как правило, образуют цепочки или зоны разного направления. Большинство морфологически выраженных вулканических построек, по-видимому, располагается на каком-то более древнем вулканическом основании дочетвертичного возраста.

Относительные высоты подводных вулканов изменяются в диапазоне от 550 до 2900 м, размеры основания – от 4×4 км до 17,5×15 км, а объёмы – в диапазоне от 7 до 250 км³. Основания многих вулканов перекрыты осадками мощностью 200–1100 м. Вулканические постройки сложены разнообразными породами – от базальтов до риодацитов.

Изучение магнитных свойств драгированных пород показало, что они резко дифференцированы по величинам естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Остаточная намагниченность изменяется в диапазоне 0,01-43,28 А/м, а магнитная восприимчивость – в диапазоне (3,06-65,94)×10⁻³ ед. СИ. Основными носителями намагниченности в изученных образцах являются зерна титаномагнетита различной доменной структуры.

В магнитном поле ΔT_a большинство подводных вулканов Центральных Курил выражены не слишком контрастно и к ним приурочены аномалии с амплитудой, не превышающей 100-200 нТл. Отчетливо проявляются в магнитном поле подводный вулканический массив Рикорда (4,6), подводные вулканы Юбилейный (5,1) и Лисянского (5,6), к которым приурочены положительные аномалии с амплитудой 300-1000 А/м.

Интерпретация материалов комплексных геофизических исследований, выполненная с помощью оригинальной технологии моделирования данных гидромагнитной съемки, в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием и анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород, позволила выделить в пределах построек подводного вулканического массива Рикорда и подводного вулкана Юбилейный периферические магматические очаги и определить направления их подводящих каналов [1-3].

Большая крутизна и значительная высота Охотоморского склона КОД, а также высокая сейсмичность этого региона способствуют формированию на склонах крупных структур отседания и развитию обвально-оползневых процессов. В Центральных Курилах в пределах Северо-Симуширской вулканической зоны к востоку от о. Матуа и о. Расшуа обнаружено несколько крупных тел осадочных отложений, занимающих «висячее» положение на крутых склонах, обрушение которых может привести к возникновению цунами со стороны Охотского моря. Крупные структуры отседания развиты в нижней и средней частях Охотоморского склона Центральных Курил на всем протяжении от о. Матуа до о. Кетой.

Выявленные по данным сейсмоакустических исследований фрагменты погребенных поверхностей выравнивания в районе островов Ушишир и Матуа позволяют предполагать, что в четвертичное время Центральные Курилы испытали значительное опускание от первых сотен метров до 1 км. Современные острова на участке КОД от пролива Рикорда до пролива Крузенштерна сформировались, по-видимому, на древнем погруженном основании за счет активной вулканической деятельности, и, возможно, некоторого тектонического поднятия в позднечетвертичное время.

Ведущую роль в формировании современного рельефа Центральных Курил играют тектонические процессы. При этом в современном рельефе, в основном, находят отражение движения по разломам, субпараллельным простиранию КОД или проходящим под острым углом к этому на-

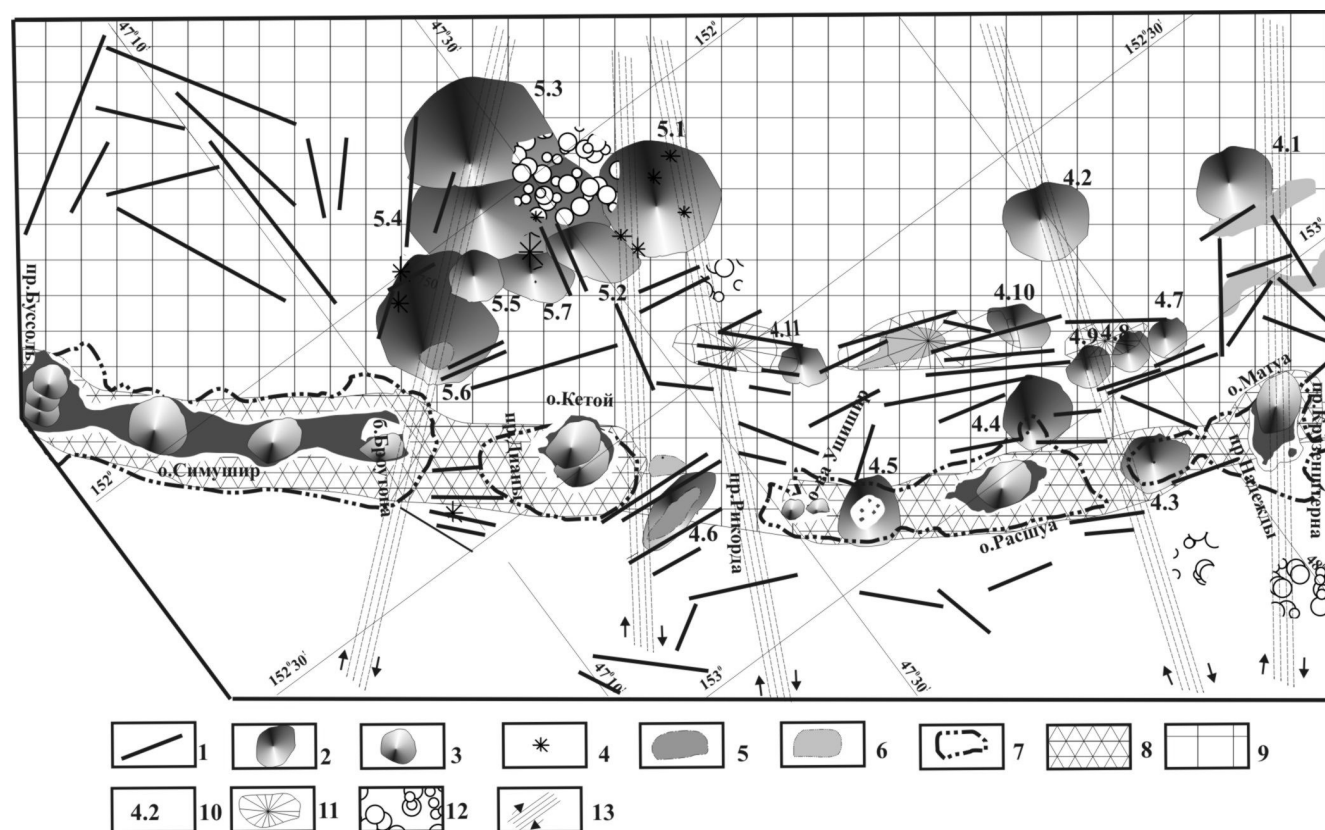


Рис. 1. Тектоническая схема Центрального звена Курильской островной дуги: 1 – разломы, выявленные по данным сейсмоакустических исследований; 2 – подводные вулканы; 3 – наземные вулканы; 4 – предполагаемые небольшие побочные вулканические конусы и экструзии; 5-6 – плоские участки дна на глубинах до 140-160 м, соответствующие голоценовому повышению уровня моря (5), и на глубинах более 160 м (6); 7 – внешняя бровка приостровного шельфа; 8 – участки, испытывающие поднятие; 9 – участки, в пределах которых предполагается опускание дна моря; 10 – номера подводных вулканов согласно [7]; 11 – крупные структуры отседания на склоне КОД; 12 – участки распространения оползневых процессов; 13 – предполагаемые зоны сдвиговых дислокаций (стрелками показано направление смещений).

правлению. Также в формировании рельефа значительную роль играют вулканические и эрозионные процессы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а, 12-05-00414-а).

ЛИТЕРАТУРА:

- 1. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2005. № 2. Вып. 6. С. 67-76.
- 2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А. Трусов А.А.** Комплексные геофизические исследования массива Рикорда (Курильская островная дуга) // Материалы региональной конференции, «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2013 г. / Отв. ред. академик РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 167-173.
- 3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А.** Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25-29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 62-65.
- 4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А.** Геоморфология и тектоника Средних Курил // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М: ГЕОС, 2007. С. 32-33.
- 5. Бондаренко В.И., Рашидов В.А.** Особенности неотектоники центрального звена Курильской островной дуги // Физика геосфер. Седьмой Всероссийский симпозиум. 5-9 сентября 2011 г. Материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 390-393.
- 6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А.** Подводные вулканы Центральных Курил // Вулканизм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 21-25 ноября 2011 года, г. Екатеринбург. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 404-406.
- 7. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги.** Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ПЕРМСКИХ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ ОХОТСКО-ТАЙГОНОССКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДУГИ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

Бяков А.С.^{1,2}, Ведерников И.Л.¹

*¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, stratigr@neisri.ru*

²Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан

Система задуговых бассейнов, связанных с Охотско-Тайгоносской вулканической дугой (Охотский, Аян-Юрхский, Балыгычанский, Нявленгинский и Тайгоносский) представляет большой интерес как в научном, так и в практическом отношении. Здесь встречаются разные по генезису отложения, но наиболее широко распространены глубоководные осадки, образование которых происходило в пределах континентального склона и его подножия, в частности, различные типы гравититов. В современном тектоническом плане рассматриваемым бассейнам отвечают, соответственно, Охотский массив (террейн) и его обрамление, Аян-Юрхский антиклинорий, Балыгычанский блок, Армано-Вилигинская складчатая зона и Тайгоноская зона, расположенные в Северном Приохотье.

Помимо особой геодинамической специфики, обусловленной связью с вышеназванной дугой, и как следствие этого, присутствием в разрезе различных вулканитов и продуктов их размыва, эти бассейны занимают промежуточное положение между пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона (Верхоянским окраинно-эпиконтинентальным морем) и системой Колымо-Омолонских бассейнов, ныне входящих в состав т.н. Колымо-Омолонского супертеррейна. Поэтому рассмо-

трение особенностей седиментации и палеогеографических характеристик упомянутых задуговых бассейнов представляется весьма важным и интересным.

Пермские отложения Охотского бассейна представлены мощным (до 7 км), сложно построенным комплексом континентальных и морских (мелководных и глубоководных) отложений, широко распространены вулканиты различного состава [7]. По северо-восточной периферии бассейна фиксируются фации континентального склона, представленные мощными (до 6 км) толщами различных гравититов (макрофации турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов [2]). Достаточно широко распространена особая разновидность дебритов – диамиктиты, объединенные в атканскую свиту. Верхи пермского разреза северо-восточной периферии Охотского бассейна представлены макрофацией мелководных прибрежных песчаников. Охотский бассейн, кроме своей северо-восточной периферии в течение почти всей перми был относительно мелководным, а в его центральной части накапливались континентальные отложения [7].

Аян-Юряхский бассейн на протяжении всей своей истории характеризовался глубоководным седиментогенезом. Его осадки представлены почти исключительно гравититами [2], среди которых широко распространены макрофации различных турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов. Наибольший интерес представляет особая разновидность дебритов – диамиктиты, образующие атканскую свиту. Именно с ней связана большая часть коренных месторождений золота Аян-Юряхского антиклинория, в том числе одно из крупнейших в мире – Наталкинское, прогнозные запасы которого достигают около 2 тыс. тонн. Диамиктиты в Аян-Юряхском бассейне встречаются и на других интервалах пермского разреза (в частности, они характерны и для омчакской свиты, перекрывающей атканскую). Диамиктиты – своеобразные породы, характеризующиеся присутствием в неслоистом алеврито-глинистом матриксе рассеянного материала различной окатанности от песчаной до галечной размерности, представленного, в основном (до 90 %), вулканитами среднего и кислого состава. Подробно эти образования рассмотрены нами в ряде публикаций [2, 3 и др.]. Верхняя часть пермского разреза Аян-Юряхского бассейна представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов дегенеративной стадии рифтогенеза в условиях глубоководья. Особенно показательными в отношении их вулканогенной природы являются глинистые разности пород Аян-Юряхского бассейна, обнаруживающие аномально высокое содержание кремнезема (до 73,4 вес.% в пересчете на нерастворимый остаток), что значительно отличает их от обычных глинистых сланцев, содержащих лишь 58% кремнезема. Морфолого-тектоническая природа Аян-Юряхского бассейна пока еще не до конца понятна. Ряд признаков (в частности, ромбоидальная в плане форма) позволяет отнести его к бассейнам типа *sphenochasm* или *pull-apart*.

Балыгычанский бассейн на протяжении большей части перми также был глубоководным и характеризовался накоплением различных типов гравититов. Лишь верхняя часть пермского разреза, также как и в Аян-Юряхском бассейне, представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов. Условия седиментации были сопоставимы с реконструируемыми в Аян-Юряхском троговом бассейне [1]. Сходен и петрофонд, характеризующийся значительной долей вулканитов, поступавших из Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Также как и в Аян-Юряхском бассейне, здесь присутствуют диамиктиты, но их мощность не превышает первых десятков метров. Рельеф дна Балыгычанского бассейна характеризовался значительной расчлененностью, что обусловило существенные фациальные изменения и перепады мощностей осадков на протяжении первых десятков километров.

Нявленгинский бассейн ранее нами включался в состав Балыгычанского бассейна [4, 5]. Полевые исследования 2010 г. и полученные предварительные результаты [4] позволяют рассматривать его в качестве самостоятельного. Характер седиментогенеза во многом сходен с северо-восточной периферией Охотского бассейна. Специфичным является широкое развитие диамиктитов и вул-

канитов различного состава, в том числе присутствуют лавовые покровы базальтов, андезитов и риолитов небольшой (1–3 м) мощности.

Тайгоносский бассейн в пермский этап развития характеризовался накоплением мощной (более 3 км) толщи вулканогенно-терригенных турбидитов, связанных с размывом синхронных вулканитов основного состава в пределах тайгоносского отрезка Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Нередко здесь отмечаются мощные пачки (до 400 м) туфов и лав базальтов [6 и др.].

Таким образом, рассмотренные задуговые бассейны Охотско-Тайгоносской вулканической дуги занимают особое место среди остальных пермских бассейнов северо-восточной Азии. Установлено, что снос обломочного материала во все бассейны происходил с юго-востока и юга (в современных координатах), где располагался Охотский микроконтинент и Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга, поскольку в этом направлении возрастает грубозернистость пород, их мелководность, отмечаются континентальные фации, увеличивается количество вулканитов, среди них появляются лавы. Кроме общей геодинамической природы эти бассейны объединяют преимущественно глубоководные условия седиментации, ее лавинный характер (скорости осадконакопления на отдельных отрезках времени нередко достигали 1000 и более метров за 1 млн. лет, т.е. в 10 и более раз превосходили пороговое значение скорости лавинной седиментации). Связь с вулканической дугой определяет общий петрофонд этих бассейнов, представленный продуктами синхронного и субсинхронного переотложения различных вулканитов. Во многом сходен и характер биоты, состоящей преимущественно из редких представителей иноцерамоподобных двустворок, некоторых нукулид и брюхоногих моллюсков.

Исследования поддержаны РФФИ, проект № 14-05-00217 и ДВО РАН, проект 12-III-A-08-189.

ЛИТЕРАТУРА:

1. **Бяков А.С.** Пермские отложения Балыгычанского поднятия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.
2. **Бяков А.С., Ведерников И.Л.** Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юрхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
3. **Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.** Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 14-24.
4. **Бяков А.С., Ведерников И.Л., Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В.** Пермские отложения Балыгычанского задугового бассейна (Армано-Вилигинская складчатая зона, Северо-Восток Азии): новые данные // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всерос. конф. с международ. участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 67-68.
5. **Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.** Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005, № 5. С. 81-85.
6. **Жуланова И.Л., Петров А.Н., Бялобжеский С.Г., Ликман В.Б.** К стратиграфии и генезису верхнепермских отложений полуострова Тайгонос // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 135-154.
7. **Умитбаев Р.Б.** Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА, сер. палеонт. и бистр. Л.: НИИГА, 1963. Вып. 2. С. 5-15.

**СРАВНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД БАЛЫГЫЧАНСКОГО, АЯН-ЮРЯХСКОГО
И ВЕРХОЯНСКОГО БАССЕЙНОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ):
ДИАГНОСТИКА СКРЫТОЙ ПИРОКЛАСТИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Бяков А.С.^{1,2}, Ведерников И.Л.¹

¹*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, stratigr@neisri.ru*

²*Северо-Восточный государственный университет
г. Магадан*

Вопрос присутствия в мезозоидах Яно-Колымской складчатой области (Северо-Восток Азии) пирокластического материала всегда вызывал повышенный интерес и неоднозначную трактовку разных исследователей. Большинство геологов традиционно считало (и многие считают до сих пор), что породы позднего палеозоя – раннего-среднего мезозоя практически лишены синхронной пирокластики. При этом микроскопически пирокластический материал действительно в подавляющем большинстве случаев не выявляется из-за сильной рассланцованности пород. Например, в шлифах сланцеватых аргиллитов из всех стратонов перми Аян-Юряхского и Балыгычанского бассейнов видно, как наложенная система полигональных трещин, прокрашенных углестым веществом, делит породу на микролитоны и полностью маскирует и уничтожает первичные структуры.

В единичных случаях, там, где видна реликтовая структура породы, нами установлено, что основой этой полигональной системы трещин служат частицы девитрифицированного стекла пепловой размерности. Иногда в шлифах аргиллитов наблюдаются оскольчатые, значительно удлиненные, изредка – даже рогульчатые обломочки, но и этот убедительный признак вулканогенной обломочной составляющей стирается даже при средней рассланцовке, обычной для глинистых пород перми.

Интересные реликты пепловых структур удалось наблюдать в диамиктитах атканской свиты Аян-Юряхского бассейна [2]. В некоторых шлифах в матриксе диамиктитов, представленном неслоистой алеврито-глинистой массой, за крупными компетентными включениями в так называемых теневых двориках (двориках Core) частично сохраняется его реликтовая структура. Иногда отчетливо видно, что матрикс состоит из отдельных стекловатых обломков с неправильными рваными краями.

Такие же реликты пепловых структур встречаются и в других стратиграфических подразделениях по всему пермскому разрезу Аян-Юряхского бассейна. В ряде случаев видны рассеянные в матриксе столбчатые и рогульчатые пепловые частицы, в сумме составляющие не менее 10-20 % от общего их количества. В шлифе они имеют вид изогнутых палочек (0,01×0,1 мм), петелек, трехлучевых и четырехлучевых звездочек, серпиков. Частицы выполнены яснокристаллическим кварцем, иногда встречаются таблички плагиоклаза, меньшая часть замещена карбонатом.

Этот феномен характерен практически для всех стратонов и других пермских бассейнов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы – Балыгычанского, Охотского и Нявленгинского. Присутствие в двух последних на некоторых стратиграфических уровнях четко диагностированных разнообразных вулканитов (в том числе и лав кислого, среднего и основного составов) позволяет предполагать, что в рассланцованных глинистых породах пирокластический материал распространен гораздо более широко, чем это видно непосредственно в шлифах. Источником этого материала, очевидно, служила Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга (ОТВД), действие которой особенно активно проявилось в пермском периоде и завершилось на рубеже перми и триаса. Существование этой дуги находит в последнее время все большее и большее подтверждение.

дение [2 и др.]. В то же время никаких реликтов пирокластики в шлифах из нижнетриасовых толщ Аян-Юрхского и других бассейнов найти не удалось.

В результате проведенных нами исследований химического состава пород перми и триаса Аян-Юрхского бассейна довольно неожиданно выяснилось, что глинистые разности пермских пород имеют аномально высокое содержание кремнезема (в среднем 73,4 масс.% в пересчете на нерастворимый остаток) в отличие от обычных глинистых сланцев (58 % кремнезема [6]). В то же время, триасовые отложения Аян-Юрхского бассейна характеризуются гораздо более низким, по сравнению с пермскими, содержанием SiO_2 – около 60 %.

Для получения статистически более значимых данных нами был проведен массовый химический анализ глинистых разностей пермских (328 проб) и триасовых (30 проб) на три компонента (SiO_2 , Na_2O , K_2O), оказавшийся весьма информативным и полностью подтвердивший установленную закономерность [5]. Средние значения SiO_2 пермских пород оказались равны 64,67 %, триасовых – 60,0%. Сумма Na_2O и K_2O – соответственно, 5,84 % и 5,1 %. Сходные результаты были получены и по Балыгычанскому бассейну в целом [1]. Здесь среднее содержание кремнезема в пермских породах (101 проба) составило 64,4 %, а в триасовых (14 проб) – 62,3 %, содержание щелочей – соответственно 5,41 и 4,19 %. Несколько отличные, но в целом сходные результаты зафиксированы и для Оротуканской части Балыгычанского бассейна [3]. Среднее содержание кремнезема в пермских породах (53 пробы) здесь 66 %, в триасовых (44 пробы) – 58,37 %, содержание щелочей – соответственно 5,73 % и 5,28 %. Следует отметить, что все изученные отложения накапливались в глубоководных обстановках континентального склона или его подножия.

Высокие содержания кремнезема в анализах (при низком содержания обломочного кварца) в пермских породах, учитывая довольно широкое распространение вулканитов в ряде изученных бассейнов, было интерпретировано нами как свидетельство большого содержания в них пелитизированной кислой витрокластики [5].

В этой связи представляется интересным сравнить полученные результаты с данными по западному и южному секторам Верхоянского бассейна, формирование которого, как известно, было связано с пассивной континентальной окраиной Северо-Азиатского кратона. К сожалению, такой же представительной выборки анализов в нашем распоряжении здесь не оказалось; тем не менее, мы попытались использовать для решения поставленной задачи некоторые доступные нам материалы.

Характеристика пород западного сектора Верхоянского бассейна основана на данных по 6 образцам аргиллитов нижнего триаса и 18 пермским образцам аргиллитов, любезно предоставленных Р.В. Кутыгиным (ИГАБМ СО РАН). Рассматриваемые материалы были получены во время изучения опорных разрезов по р. Хальпирки. Глинистые породы южного сектора Верхоянского бассейна (р. Сеторым, басс. р. Восточная Хандыга) представлены собственными 22 силикатными анализами аргиллитов нижнего триаса и шестью анализами верхнепермских пород (в том числе, использованы три анализа пород верхней перми, приведенные в работе [7]). Обстановки осадконакопления были здесь, очевидно, более мелководными по сравнению с Аян-Юрхским и Балыгычанским бассейнами и в целом соответствовали шельфу.

Имеющиеся массивы данных были вынесены на диаграмму $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, которая наглядно демонстрирует закономерные отличия рассматриваемых литохимических характеристик, как пермских, так и триасовых пород в разных бассейнах. На диаграмме видно, что положение полей фигуративных точек аргиллитов западного сектора Верхоянского бассейна значительно отличаются от соответствующих полей Аян-Юрхского и Балыгычанского бассейнов, а породы южного сектора Верхоянского бассейна характеризуются гораздо меньшими отличиями.

В целом такое распределение рассматриваемых особенностей литохимических характеристик можно вполне логично объяснить некоторым понижением содержания синхронного пирокластического материала в южном секторе Верхоянского бассейна по сравнению с Аян-Юрхским

и Балыгычанским и практически его отсутствием в западном секторе Верхоянского бассейна. Этот феномен хорошо согласуется с палеотектоническим положением и геодинамической природой сравниваемых бассейнов.

Аян-Юряхский и Балыгычанский бассейны являются задуговыми по отношению к ОТВД, а Верхоянский связан с пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона [4]. Значительное содержание пирокластического материала в южном секторе Верхоянского бассейна может быть легко объяснено влиянием ОТВД, активно поставлявшей сюда пирокластику [7].

Исследования поддержаны РФФИ, проекты № 13-05-00520, 14-05-00217 и ДВО РАН, проект 12-III-A-08-189.

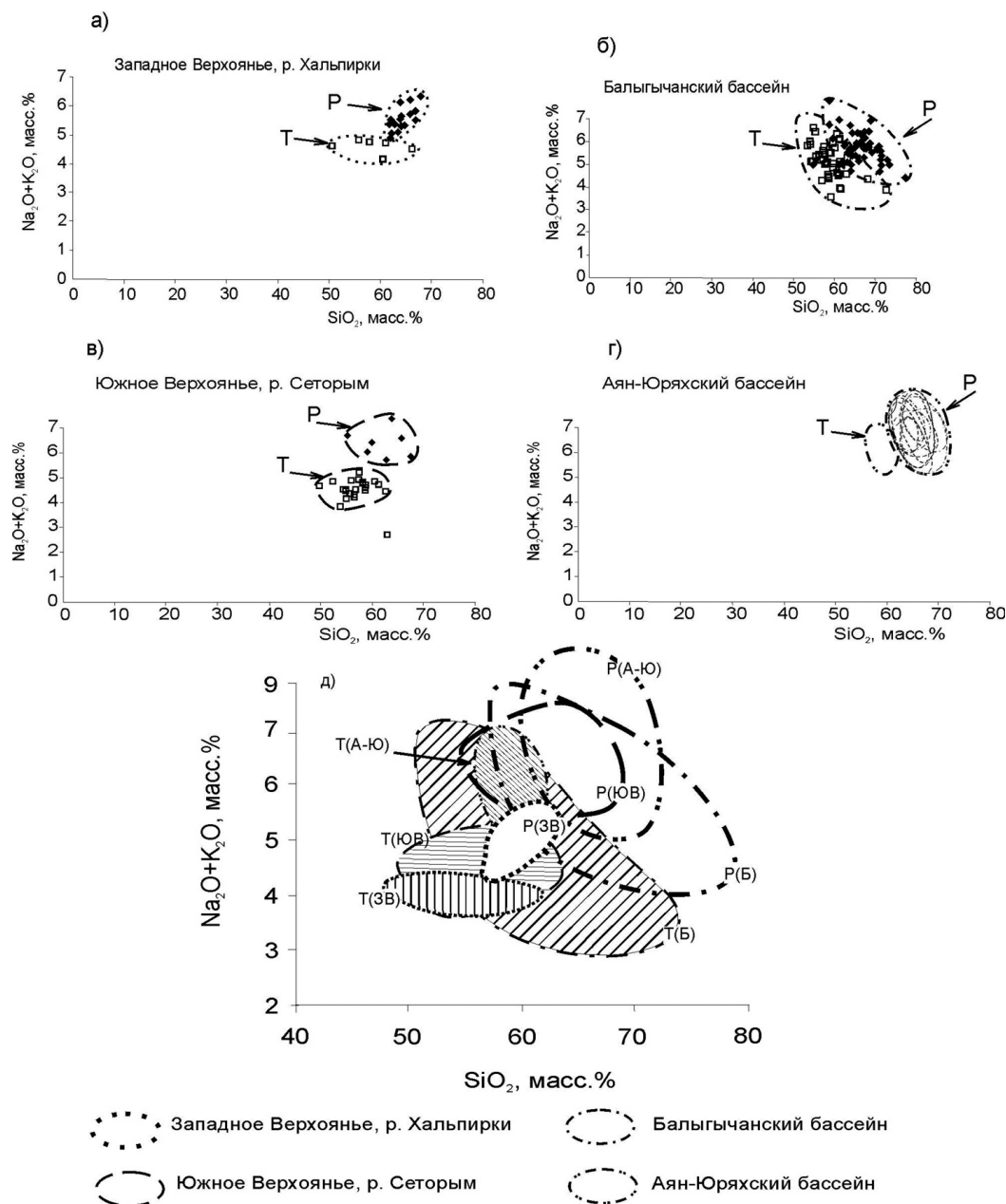


Рис. 1. Поля фигуративных точек пермских и триасовых аргиллитов на диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для разрезов: а – Западного Верхоянья (р. Хальпирки), б – Балыгычанского бассейна, в – Южного Верхоянья (р. Сеторым), г – Аян-Юряхского бассейна, д – всех четырех районов. Фигуративные точки пермских аргиллитов обозначены квадратами, триасовых – ромбами. На рис. д буквами обозначены пермские (Р) и триасовые (Т) аргиллиты: (А-Ю) – Аян-Юряхского, (Б) – Балыгычанского, (ЗВ) – западного сектора Верхоянского, (ЮВ) – южного сектора Верхоянского бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бяков А.С.** Пермские отложения Балыгычанского поднятия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.
2. **Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.** Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2010. № 1. С. 14-24.
3. **Бяков А.С., Лунева К.А.** Литохимические особенности пермских и триасовых пород Оротуканской части Балыгычанского бассейна (Северо-Восток России): интерпретация геодинамических условий осадконакопления // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13–17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 47-50.
4. **Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.** Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2005. № 5. С. 81-85.
5. **Ведерников И.Л., Бяков А.С.** Некоторые литохимические особенности отложений перми и нижнего триаса Аян-Юряхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO₂, K₂O, Na₂O) анализа // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13–17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 51-52.
6. **Петтиджон Ф.** Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
7. **Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В.** Реконструкции источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии // Отечественная геология, 2008. № 5. С. 119-127.

ПОСТКЕМБРИЙСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ КОЛЛАЖ СЕВЕРО-МУЙСКОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

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

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

²*Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
г. Новосибирск*

Особый интерес при палеогеодинамических реконструкциях в пределах складчатых поясов вызывают микроконтиненты – древние континентальные блоки, имеющие в своем строении древний кристаллический фундамент и осадочный чехол. Эти тектонические блоки относятся к «экзотическим», т.к. без дополнительных исследований сложно судить об их принадлежности к определенным крупным континентам, таким, например, как Гондвана, Сибирь, Лаврентия, Балтика и др. В настоящий момент в пределах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) достаточно хорошо изученными микроконтинентами являются – Тувино-Монгольский и Дзобханский. В данном исследовании объектом исследований послужили кембрийские осадочные породы чехла Северо-Муйской глыбы, являющейся одной из слабо изученных тектонических структур в пределах Байкало-Муйской зоны рассматриваемого складчатого пояса.

Северо-Муйская глыба сложена, как предполагается, раннедокембрийскими породами [3, 6]. Нижне- и верхнеархейские породы джалтукской серии, осиновской и тастахской толщ, находятся в тектонических соотношениях и слагают серию тектонических блоков северо-восточного простирания. Карбонатно-терригенные образования парамской серии трансгрессивно залегают на архейских породах и отделены от последних крупным перерывом и структурно-метаморфическим несогласием. Породы парамской серии перекрываются отложениями келянской серии (свиты), сложенной песчаниками, алевролитами, песчанистыми и алевролитовыми сланцами, туффитами. С вулканитами ассоциируют породы габбро-диорит-плагиогранитного «муйского» комплекса (812±19 млн. лет). Выше усть-келянской толщи с резким угловым и метаморфическим несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования тулуинской толщи, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, полевошпат-кварц-серицитовыми, кварц-полевошпат-хлоритовыми, кварц-полевошпат-эпидот-хлоритовыми сланцами, перемежающимися с туфами и кислыми эффузивами. Степень преобразования пород тулуинской толщи не превышает на-

чальной ступени зеленосланцевого метаморфизма. Докембрийские образования перекрыты терригенно-карбонатными породами мамканской серии и карбонатными породами янгудской свиты. Последняя сложена в основном светлыми, серыми и темно-серыми известняками параллельно-слоистыми плитчатыми с остатками фауны. Для базальных горизонтов янгудской свиты наблюдается постепенный переход от терригенных отложений мамканской свит, в верхней части которой наблюдается увеличение доли карбонатного материала. Отложения янгудской свиты представляют заключительный этап осадконакопления, вскрытый на территории Северо-Муйской глыбы, и свидетельствуют о пассивном платформенном режиме развития. Вопрос времени установления этого режима, а также принадлежности Северо-Муйского блока к окраине Сибирского континента в венде-кембрии до сих пор остается открытым

Для уточнения интервала карбоната накопления был привлечен метод C и Sr-изотопной хемотратиграфии. В результате установлено, что значение $\delta^{13}\text{C}$ варьирует около нуля без значительных экскурсов в положительную или отрицательную сторону (от -0,4 до +1,9 ‰, в среднем +0,5 ‰). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных доломитах янгудской свиты изменяется в интервале от 0,7081 до 0,7088. Такие значения характерны для разрезов карбонатных пород, формировавшихся 530-510 млн. лет назад [7]. Далее были сопоставлены кембрийские разрезы различных регионов по изотопным характеристикам. Корреляция с венд-кембрийскими разрезами чехлов микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса позволила установить одновременность накопления карбонатных отложений янгудской свиты и пород верхней части боксонской и хубсугульской серий [2] Тувино-Монгольского микроконтинента, баянгольской свиты Дзабханского блока, сорнинской свиты [5] Батеневского террейна. По всем литолого-петрографическим признакам породы этих подразделений принадлежат к отложениям пассивно-континентальных обстановок и представляют чехольные образования указанных блоков, находившихся в венде-кембрии на удалении от Сибирской платформы.

Одновозрастные янгудским карбонатам отложения на территории южной периферии Сибирской платформы представлены породами Иркутского амфитеатра [1], нохтуйской свиты [4] и других. Эти подразделения сложены в основном карбонатами с прослоями эвапоритов (гипсов), что указывает на накопление их в изолированных или полузамкнутых водоемах (лагунные обстановки, сэбхи) континента, а не на открытом шельфе. Несмотря на одновременность их накопления изотопный состав углерода и кислорода этих подразделений различен.

Таким образом, относить раннекембрийские карбонатные отложения янгудской свиты к перекрывающим отложениям, свидетельствующим об окончании коллизионных процессов в пределах юга Сибирской платформы, не корректно. В это время на территории платформы преобладала терригенная седиментация. Накопление карбонатов происходило в отшнурованных изолированных бассейнах, а не в пределах открытого шельфа. В виду этого различия в обстановках осадконакопления более достоверно судить о накоплении в раннем кембрии карбонатных пород янгудской свиты в пределах отдельного Северо-Муйского блока в Палеоазиатском океане вне связи с шельфом Сибирской платформы.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ 12-05-33076, 12-05-00569 и 14-05-31013.

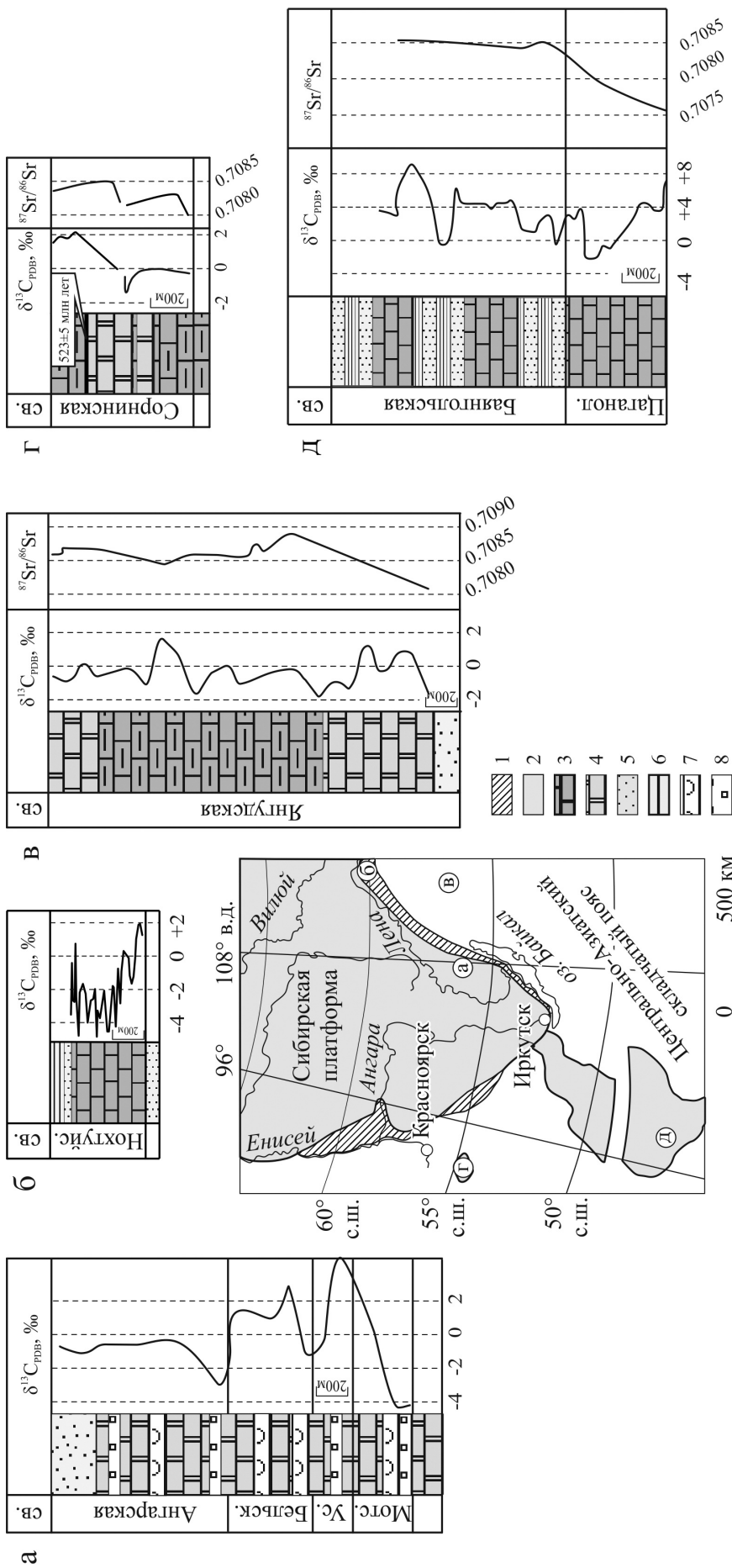


Рис. 1. Сопоставление изотопных данных для раннекембрийских отложений Сибирской платформы и микроконтинентов ЦАСП. Условные обозначения: 1 – венд-кембрийские осадочные породы Сибирской платформы; 2 – континентальные блоки; 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – гипсы; 8 – каменная соль; буквы в кружочках соответствуют нумерации разрезов: а – породы Юго-Востока Сибирской платформы, Иркутский амфитеатр [1]; б – нохуйской свиты [4]; в – карбонатных отложений Северо-Муйской глыбы, описанных в этой работе; г – карбонатного чехла Батенецкого блока [5]; д – карбонатных пород чехла Дзэбанского микроконтинента [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Минаева М.А., Покровский Б.Г.** Изотопные признаки условий накопления и преобразования соленосных пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Сообщение 3. изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах // Литология и полезные ископаемые, 2006. № 3. С. 301-310.
2. **Вишневская И.А., Летникова Е.Ф.** Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 6. С. 741-763.
3. **Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А.** Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Среднеивитимская горная область) // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2002. Т. 77. Вып. 4. С. 77-86.
4. **Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.** Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010. Т. 18. № 5. С. 28-41.
5. **Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В.** Геохимические и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 10. С. 1466-1487.
6. **Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Шалаев В.С., Амелин Ю.В., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И.** Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корр., 2001. Т. 9. № 4. С. 3-15.
7. **Melezhik V.A., Roberts D., Zwaan K.B., Gorokhov M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Pokrovsky B.G.** Isotopic stratigraphy suggests Neoproterozoic ages and Laurentian ancestry for high-grade marbles from the north-central Norwegian caledonides // Geological Magazine, 2002. Т. 139. N 4. С. 375-393.

ПРИРОДА ДИСПЕРСНОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ПРИМЕСИ В УГЛЕРОДИСТЫХ КРЕМНЕВЫХ ПОРОДАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Волохин Ю.Г., Карабцов А.А.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, yvolokhin@mail.ru*

Позднеоленекские и анизийские углеродистые силициты (фтаниты и глинистые фтаниты) Сихотэ-Алиня представляют радиоляриевые и спикелево-радиоляриевые кремни, с варьирующим содержанием кремнезема микрофоссилий и халцедон-кварцевого цемента породы ($\text{SiO}_2\text{св.} > 50\%$), глинистых минералов и примеси органического вещества ($C_{\text{орг}} = 0,3-8,5\%$). По сравнению с другими осадочными породами углеродистые силициты Сихотэ-Алиня отличаются повышенными содержаниями ряда рудных элементов. Минеральные формы нахождения рудных элементов и характер локализации минералов-концентраторов несут генетическую информацию, способствующую расшифровке условий их накопления.

В углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня установлено около 60 минералов [1]. Самородные элементы представлены Au, Ag, Cu, Fe, W, Ni и Se. Среди интерметаллидов распространены соединения меди с цинком, реже с оловом (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn), а также соединения никеля с медью, цинком и кадмием ($\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd , и др.). Во фтанитах бассейнов р. Огородная и р. Бол. Улитка присутствуют аурикуприд, медистый палладий, Au- и Pd-содержащая медь. Из сульфидов повсеместно преобладает пирит; встречаются Mn-, Cu-, Zn-, и As-содержащие пириты. Распространены сфалерит, галенит, халькопирит, реже встречается аргентит, пирротин, борнит, ковеллин, пентландит, арсенопирит, антимонит, бравонит, кобальтин, глаукот, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды со значительной примесью селена и селениды (например, клаусталит – PbSe). Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из сульфатов обычно встречаются ярозит и барит, в отдельных разрезах – целестин и гипс (или ангидрит). Галоиды присутствуют в углеродистых прожилках и порах и представлены сильвином, галитом и K-Na-хлоридами. Местами присутствуют йодаты вида $[\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr}]_3[\text{S}, \text{I}]_4$ (бас. р. Корейская). Окислы представлены магнетитом, гематитом, TiO_2 (преимущественно рутилом), реже ильменитом. Окислы и гидроокислы железа вида FeOОН и $\text{FeOОН} \times n\text{H}_2\text{O}$ (гётит и гидрогётит либо их полиморфы) широко распространены, как материал заполняющий и окаймляющий первичные (реликтовые) поры породы, а также как продукт окисления и замещения пирита.

Фтанитокварциты разреза по р. Бол. Улитка содержат редкоземельные окислы (церианит?), уранинит и окислы висмута – бисмит или силленит. В метаморфизованных фтанитах присутствуют родонит и спессартин. Среди силикатов наиболее распространены циркон, тюрингит, шамозит, встречаются ферросилилит и сфен. В глинистых фтанитах бассейна р. Дальней установлены боросиликаты, преимущественно, датолит и данбурит. Карбонаты представлены кальцитом, реже, доломитом, анкеритом и сидеритом. Среди вольфрамовых обычен шеелит, местами встречается вольфрамит. Фосфаты представлены карбонат-фторапатитом останков конодонтов или других организмов с фосфатными скелетами (рис., фото 3). В кварц-углеродистых прожилках присутствуют карбонат-фторапатиты содержащие редкоземельные элементы. Глинистые фтаниты повсеместно содержат монацит, реже – ксенотим, а местами (р. Корейская) – гоацит ($[\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}, \text{Nd}] \text{Al}_3[\text{PO}_4]_2 \times [\text{OH}]_5 \times \text{H}_2\text{O}$).

Выделяются минералы, заключенные в кварцевом цементе породы, которые в большинстве представляют аллотигенные минералы, поступавшие в осадок на стадии отложения радиоляриевого ила, а также минералы, кристаллизовавшиеся в диагенезе, до литификации и окремнения радиоляриевого ила. К аллотигенным относятся, в основном, устойчивые минералы тяжелой фракции, среди которых преобладают, монацит, рутил или другие полиморфные модификации TiO_2 , циркон, ксенотим, значительная часть магнетита (рис., фото 1-4). К этой же группе относятся апатиты биогенных фрагментов, локализующиеся в тонких прослоях, и, возможно, часть касситерита. В обломочной примеси также установлены зерна кварца, кислых полевых шпатов и фосфатные биогенные фрагменты. Местами, углеродистые силициты обнаруживают следы микроэрозии кремнистого ила и содержат фрагменты пород размывавшихся подстилающих слоев: кремней, фтанитов, алевроаргиллитов, а также базальтоидов, сносившихся с соседствующих вулканических поднятий. В слоях фтанитов установлены крупные зерна калиевого полевого шпата (КПШ), нередко округлой (окатанной?) формы, с корродированной поверхностью, содержащие вроски хлорита таблитчатой формы, характерной для хлоритов замещающих биотиты (рис., фото 1). Калиевые полевые шпаты фтанитов из разрезов в бассейнах рек Рудная, Корейская и р. Усури (вблизи устья р. Огородная) содержат Na (0,3-0,6 ат.%), но в них практически отсутствует кальций, что, наряду с крупным размером зерен, позволяет предполагать в качестве его источника относительно близко расположенные выходы кислых магматических пород. В углеродистых силицитах встречаются слойки, обогащенные минералами тяжелой фракции (магнетитом, ильменитом, рутилом и цирконом), которые представляют следы размыва нелитифицированного ила придонными течениями и его шлихования (рис., фото 2).

К минералам, образовавшимся в диагенезе, принадлежат микрокристаллический, микроглобулярный и фрамбоидальный пириты, а также пирит, замещающий радиолярии и известковые нанофоссилии, зацементированные в кварцевом матриксе кремневых пород. Часть сфалерита и халькопирита, образованных путем замещения растительных остатков и скелетов нанопланктонных организмов, а также часть барита и интерметаллических соединений меди и цинка вероятно также возникли на стадии диагенеза.

Третью группу составляют минералы, образовавшиеся на стадии катагенеза, после литификации кремневых слоев, их микробрекчирования, образования и заполнения трещин (рис., фото 6-9). Значительная часть барита, пирротина, большая часть галенита, сфалерита и других сульфидов, шеелит, вольфрамит, арсенопирит, аргентит, кобальтин, глаукодот, интерметаллические соединения меди, цинка и никеля, самородные элементы (железо, никель, золото, серебро и палладий), большинство окислов и гидроокислов железа локализируются в кварц-углеродистых прожилках и вторичных порах (рис., фото 5). Это свидетельствует об их преимущественно катагенетическом происхождении. Источником металлов этих минералов предполагаются битумоидные фракции [2] и хлоридные растворы, циркулировавшие в трещинно-поровом пространстве, судя по присутствию кристалликов сильвина и галита в некоторых прожилках и порах.

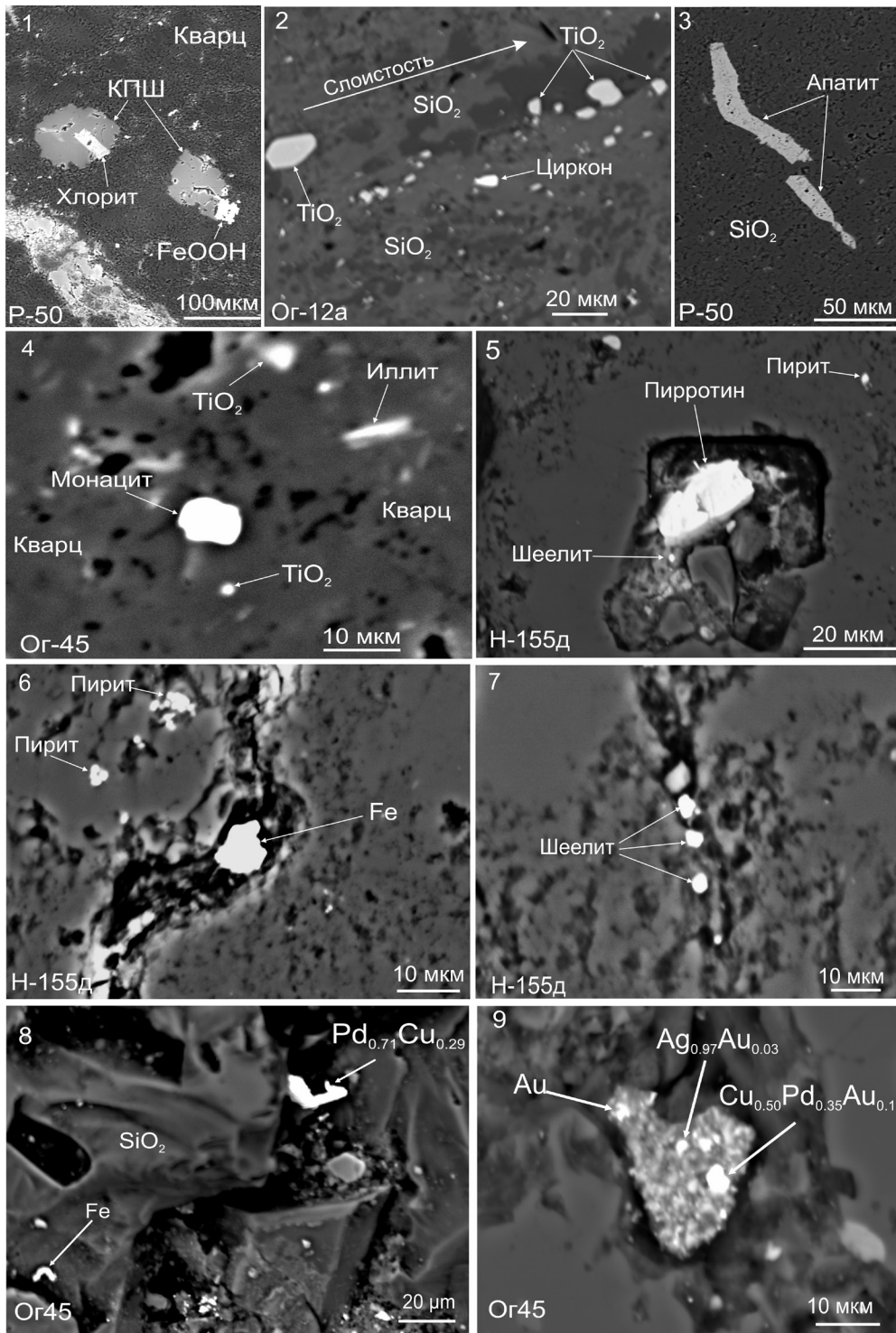


Рис. Аллотигенные (1-4) и новообразованные (5-9) минералы в триасовых углеродистых силицитах Сихотэ-Алиня. Микрофотографии аншлифов из разрезов в г. Дальнегорске (фото 1 и 3) и на правом берегу р. Усури вблизи устья р. Огородной (р-н с. Кокшаровка) (фото 2, 4-9).

К ним относятся большинство сульфидов (сфалерит, халькопирит, галенит, аргентит), арсениды, вольфраматы, интерметаллические соединения меди, цинка и никеля, самородные элементы (селен, железо, никель, серебро, золото, палладий и др.). К этой же группе, вероятно, принадлежат минералы, кристаллизовавшиеся во вторичных порах, образованных вследствие выщелачивания диагенетических карбонатов (кальцита, доломита, анкерита) и пирита или замещающих карбонаты и пирит.

Часть окислов и гидроокислов железа ($\text{FeOOH} \times n\text{H}_2\text{O}$ и другие), некоторые сульфаты (язрозит), замещающие пириты и карбонаты, возникли на стадии выветривания и являются гипергенными минералами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю.Г. Мезозойское и кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2013. 434 с.
2. Волохин Ю.Г., Иванов В.В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полезн. ископаемые, 2007. № 4. С. 406-425.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕКТониКИ СЕВЕРНОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

Гирина О.А.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, girina@kscnet.ru*

Первые обобщающие работы по геологическому и тектоническому строению Камчатки и Северной группы вулканов (СГВ) были опубликованы в 1935-1940 гг. [1, 3, 4]. В их основу были положены работы К. Дитмара (1901), К.И. Богдановича (Bogdanovitsch, 1904), Л.А. Гречишкина (1935), А.В. Щербакова (1937) и др. Многие авторы отмечали, что на Камчатке преобладают разломы ССВ простирания и разломы, перпендикулярные к ним, то есть ЗСЗ простирания [3, 4, 6 и др.]. В.И. Влодавец [1] полагал, что меридиональные направления тектонических движений являются наиболее древними, возможно, герцинского возраста. ССВ направление разломов проявилось, вероятно, во время мезозойских, ЗСЗ – альпийских движений.

На основании анализа опубликованных данных различных авторов (Г.М. Власова, О.С. Вялова, М.Ф. Двали, Б.Ф. Дьякова, А.Е. Шанцера и др.) о геологическом и тектоническом строении Камчатки, в работе [6] показано, что ЮЮВ простирание имеют, как правило, складчатые структуры древних (домеловых и мелового) комплексов. Например, крупнейший Южно-Камчатский антиклинорий прослеживается от побережья Западной Камчатки в районе мыса Омгон до Восточной Камчатки через Южно-Быстринский и Ганальский хребты до п-ова Шипунский; Южно-Камчатский антиклинорий протягивается от района Паланы до п-ова Озерновский; между этими антиклинориями располагается Средне-Камчатский синклиальный прогиб [6]. Общее простирание новейших складчатых структур (Срединного и Восточного хребтов, Центральной, Восточной и Западной депрессий) Камчатки – СВ. Батиметрия подводного склона Камчатки также показывает, что крупные формы океанического склона и дна и суши в пределах полуострова имеют одинаковые простирания, например, выделяются небольшие возвышенности, хребты-барьеры и каньоны ЮЮВ простирания, совпадающие с направлением основных антиклинориев и синклинориев нижних структурных ярусов, например, на продолжении Ганальской, Валагинской, Шипунской антиклиналий, п-овов Кроноцкого, Шипунского и Камчатского; а также структур субширотного и СЗ простираний [5, 6]. В пределах северо-западного участка Тихоокеанской плиты находится зона сочленения Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов, к которым примыкает Гавайско-Императорский хребет. Два крайних звена этого хребта (возвышенности Обручева и Детройт) вытянуты в СЗ направлении и прилегают к Курило-Камчатскому желобу напротив подводного продолжения Кроноцкого п-ова [5]. В центральной части Восточной Камчатки известны, например, новейшие крупные субширотно ориентированные разломные зоны (Толбачинско-Андреановская, Щапинско-Чажминская), связанные с субдукционными процессами [5].

Центральная Камчатская депрессия (ЦКД), в состав которой входит СГВ, по мнению Г.М. Власова и других (1964), является частью Центрального Камчатского прогиба Восточно-Камчатской зоны и находится между Камчатско-Корякским и Восточно-Камчатским антиклинориями. Прогиб является крупной унаследованной синклиальной структурой, сложенной палеогеновыми и неогеновыми породами, покрытыми четвертичными отложениями. Согласно А.Е. Шанцеру и другим (1984, [7]), в верхнем маастрихт-палеоцене происходил глубинный раскол дна морского бассейна близко к центральной осевой части полуострова – образовался рифт, генетически связанный

с внедрением и излиянием на дневную поверхность больших объемов основной и ультраосновной щелочной магмы. Рифт развивался синхронно накоплению вулканитов и морских осадочных формаций [7]. Те и другие исследователи считали, что в это время из трещин преимущественно ССВ простирания происходили массовые излияния базальтовых лав, в результате которых образовались пологие щитообразные равнины. По мнению Б.И. Пийпа (1956), заложение вулканотектонической структуры КГВ произошло во второй половине доледниковой эпохи, вероятно, на трещинах СЗ направления начали формироваться стратовулканы Ушковский, Камень, Зимины, Острый и Плоский Толбачики, Малая и Большая Удины. К этому же времени он относил образование вулканов Харчинский и Кинчоклок. Породы мел-палеогенового возраста в районе КГВ обнаружены по левому борту р. Б. Хапица и в районе Удинских вулканов [6]. По мнению И.В. Мелекесцева и др. (1970), вулкан Горный зуб (самый древний в КГВ) появился в среднем-верхнем плейстоцене, щитообразные вулканы в основании современных вулканов Ушковский и Толбачик – в верхнем плейстоцене. В плиоцене и плейстоцене по ступенчатым сбросам северо-восточного простирания продолжает расширяться на восток односторонний грабен ЦКД [7]. Современные комплексные геофизические исследования, проведенные в районе КГВ в 70-80 гг. 20 века, подтвердили основные выводы первых вулканологов о ее строении и тектонике: о сводоглыбовой структуре КГВ, преимущественном интенсивном развитии разломов СВ и субширотного простирания, меньшей активности разломов СЗ и меридионального простирания. Сейсмогеографические исследования КГВ уточнили ее сводоглыбовое строение, подтвердили высокую значимость широтных разломов [2 и др.].

Современные спутниковые данные высокого разрешения (Aster, Oli-1, EO-1 и др.) позволяют детально анализировать морфоструктуру поверхности, более точно отмечать зоны разрывных нарушений. На основании анализа многочисленных опубликованных данных, автором предлагается к рассмотрению схема расположения основных разломов в районе СГВ (рис.). Предполагается, что все разломы основных направлений, выделенных предшественниками и автором, являются долгоживущими, их активизация связана с определенными этапами развития СГВ. Древний (верхний маастрихт-палеоцен [7]) глубинный разлом (1) проходит вдоль всей ЦКД, с ним связаны излияния платобазальтов и образование базальтовых пьедесталов вулканов пра-Ушковский и пра-Шивелуч (в зоне разлома течет р. Байдарная). Позже, при активизации более древних разломов СЗ простирания (2) и менее глубоких молодых, оперяющих главный разлом (1), на их пересечении появились вулканы: пра-Зимина, пра-Камень, пра-Толбачик, г. Угловая, Малая Удина, Кинчоклок, Харчинский. Позднее на пересечении таких же вновь оживших разломов в разное время образовались Большая Удина, Толбачик, Ключевской. Оперяющий разлом (1), вероятно, является причиной образования зоны шлаковых конусов вулкана Харчинский. На тектоническую линию (возможный разлом) (3) насажены вершины Старого и Молодого Шивелуча, а также вулканы Овальная Зимина и Большая Удина; на такую же линию (3) – вулканы Толбачик и Заречный. На разломы (4) З–С–З простирания (почти перпендикулярные (3)) насажены вулканы Большая и Малая Удины, все Зимины, они фиксируют крупные разрывные нарушения построек многих вулканов СГВ. Разломы (5) и (6) связаны с образованием региональных зон шлаковых конусов КГВ в районах вулканов Толбачик, Ушковский-Крестовский и Ключевской. Разломы (7) широтного простирания являются своеобразными границами СГВ: на севере она проходит по Шивелучу, на юге – по Кинчоклоку, кроме того, разделяет КГВ по р. Студеная и руч. Тундровый на северную и южную части. На разлом (8) меридионального простирания насажены старые андезитовые вулканы КГВ: Малая Удина, Зимина, Безымянный, Камень и Средний. Вероятно, что активизация всех названных разломов приводит к вулканической активности или обрушениям частей построек вулканов. Например, вероятно, что одно из обрушений постройки Старого Шивелуча было связано со сбросовой подвижкой широтного разлома (7), другое – с такой же подвижкой по более молодому разлому (4). С разломом (4), вероятно, связана и современная активность Молодого

Шивелуча. С активизацией разлома (3) связано, вероятно, обрушение части постройки вулкана Камень и пробуждение вулкана Безымянный, разлома (5) – трещинные излияния лав в районе Толбачика и обрушение части постройки вулкана Острый Толбачик. По мнению автора, в связи с нахождением СГВ в активной зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, все разломы, когда-либо здесь проявившиеся, являются долгоживущими. Активизация разломов одних направлений приводит к «замораживанию» других; за раскрытием одних глубинных «трещин» следует схлопывание других, что отражается в активности вулканов СГВ. Например, возможно, в связи с продолжительными извержениями базальта в районах вулкана Ключевской (1.09.2012-15.01.2013 и 15.08-20.12.2013) и Толбачинского дола (27.11.2012-09.2013), андезитовый вулкан Безымянный не извергается уже в течение 20 месяцев (с 1.09.2012), хотя с 1977 г. в среднем извергался два раза в год.

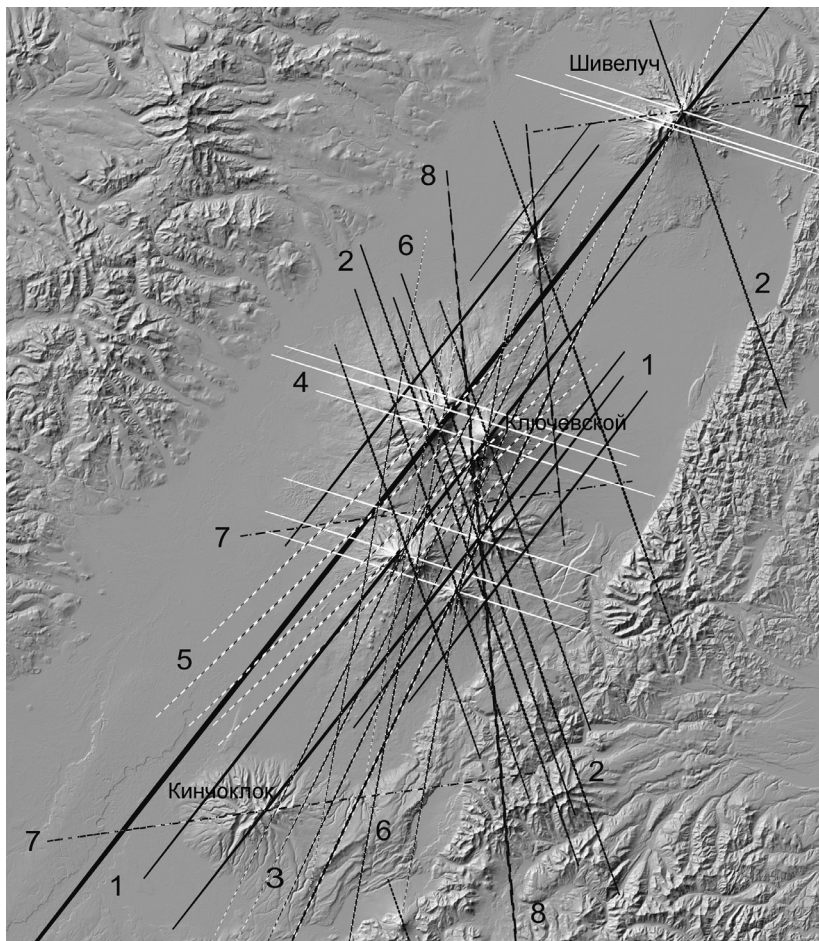


Рис. Схема расположения основных разломов в районе Северной группы вулканов, Камчатка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // Тр. Камч. вулканол. ст. В. 1. 1940. 124 с.
2. Гонтовая Л.И., Сеников С.Л., Назарова З.А. Глубинная структура Ключевской группы вулканов в результатах сейсмической томографии // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 157-162.
3. Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. М.-Л.: АН СССР, 1935. 55 с.
4. Пийп Б.И. Термальные ключи Камчатки. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 268 с.
5. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. В. Беринга, 2009. 191 с.
6. Тихонов В.И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов // Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Труды ГИ АН СССР. Вып. 89. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7-27.
7. Шанцер А.Е., Челебаева А.И. Поздний мел Центральной Камчатки. М.: ГЕОС, 2005. 116 с.

АККРЕЦИОННЫЕ ПРИЗМЫ ЗАПАДНЫХ И ВОСТОЧНЫХ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ И СДВИГОВАЯ ПРИРОДА ИХ СОЧЛЕНЕНИЯ

Гнилко О.М.

*Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
г. Львов, gnylko_o@mail.ru*

За последние годы, благодаря проведенным, совместно с геологами Львовской и Закарпатской геологических экспедиций (В.А. Ващенко, Б.В. Мацкив и др.) работ по геологическому доизучению и картированию, в связи с подготовкой к изданию Карпатской серии листов Государственной геологической карты Украины м-ба 1:200 000, появились новые данные, позволяющие как уточнить строение территории Украинских Карпат, так и предложить модель их формирования как композиционной аккреционной призмы [1].

Карпаты подразделены на Внутренние (Центральные) и Внешние (Флишевые). Главными элементами Внутренних Карпат считаются кристаллические массивы, фундамент которых сложен доальпийскими метаморфическими образованиями, а чехол – верхнепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими неметаморфизованными (местами слабометаморфизованными) отложениями. В Украине развиты части двух массивов – Мармарошского, принадлежащего Центральным Восточным Карпатам, и массива Центральных Западных Карпат, погруженного под неогеновые молассы Закарпатья. Внешние (Флишевые) Карпаты сложены полностью сорванным со своей седиментационной основы меловым – раннемиоценовым флишем и, частично, миоценовой молассой. Они надвинуты на неогеновые молассы передового прогиба. Во внутренней их части местами сохранены реликты седиментационного основания флишевого бассейна – небольшие тектонические линзы юрских (суб)океанических базальтоидов и известняков (рис. 1, 2).

В Украинских Карпатах сочленяются две покровно-надвиговые системы – соответственно Западных и Восточных Карпат (рис. 1). Эта узловая позиция обуславливает сложность строения данной территории. Практически, за всю историю геологического изучения Украинских Карпат, ключевым вопросом оставался характер сочленения указанных систем. Особенно трудно было проследить природу соотношения структурных единиц в литологически однообразном флише Внешних (Флишевых) Карпат. Одни исследователи (С.С. Круглов и др.) пытались объединить главные тектонические элементы Западных и Восточных Флишевых Карпат. Другие геологи (О.С. Вялов и др.) считали, что эти элементы существенно отличаются между собой на южном склоне Украинских Карпат и имеют там торцевое соединение, а на северном склоне – переходят с западной в восточную часть орогена (например, Скибовый покров). Последняя точка зрения более соответствует нашим наблюдениям и границы большинства тектонических единиц на предложенной схеме (рис. 1А) соответствуют, с некоторыми дополнениями и уточнениями, границам, показанным на картах, разработанных под руководством О.С. Вялова. Главным нашим дополнением является выявление и частичное картирование сдвиговой зоны между Западными и Восточными Флишевыми Карпатами.

В Украинских Карпатах мы выделяем окончания двух микроконтинентальных террейнов, известных [2, 3 и ссылки в них] под названиями Тиссия-Дакия (Мармарошский кристаллический массив и одноименные утесы) и Алкапа (погруженный под неогеновые молассы Закарпатского прогиба кристаллический массив Центральных Западных Карпат); а также флишево-молассовую аккреционную призму (Внешние Карпаты), образованную при сближении микроконтинентальных террейнов с Евразией и субдукции (суб)океанической и, вероятно, континентальной коры основания Карпатского флишевого бассейна под эти террейны (рис. 1). Основанием для отнесения флишевого покровно-надвигового сооружения Внешних Украинских Карпат к древней аккреционной призме являются: 1) закономерное «омоложение» возраста отложений от внутренних (юго-западных) к внешним (северо-восточным) тектоническим единицам-покровам (рис. 2); 2) наличие в отложе-

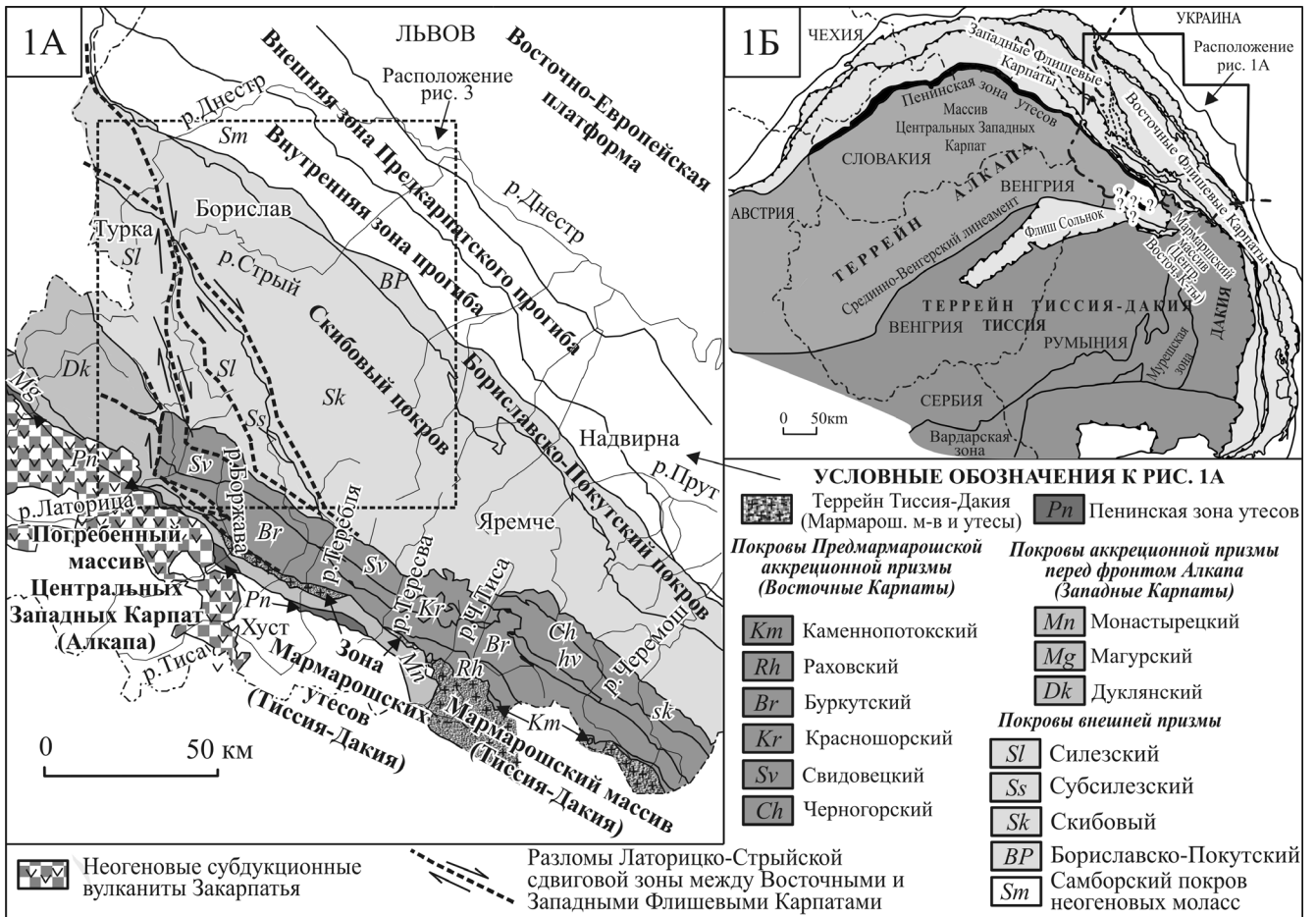


Рис. 1. А. Тектоническая схема Украинских Карпат [1]; Б – геологическое положение Украинских Карпат (главные тектонические элементы по [2, 3 и ссылки в них]).

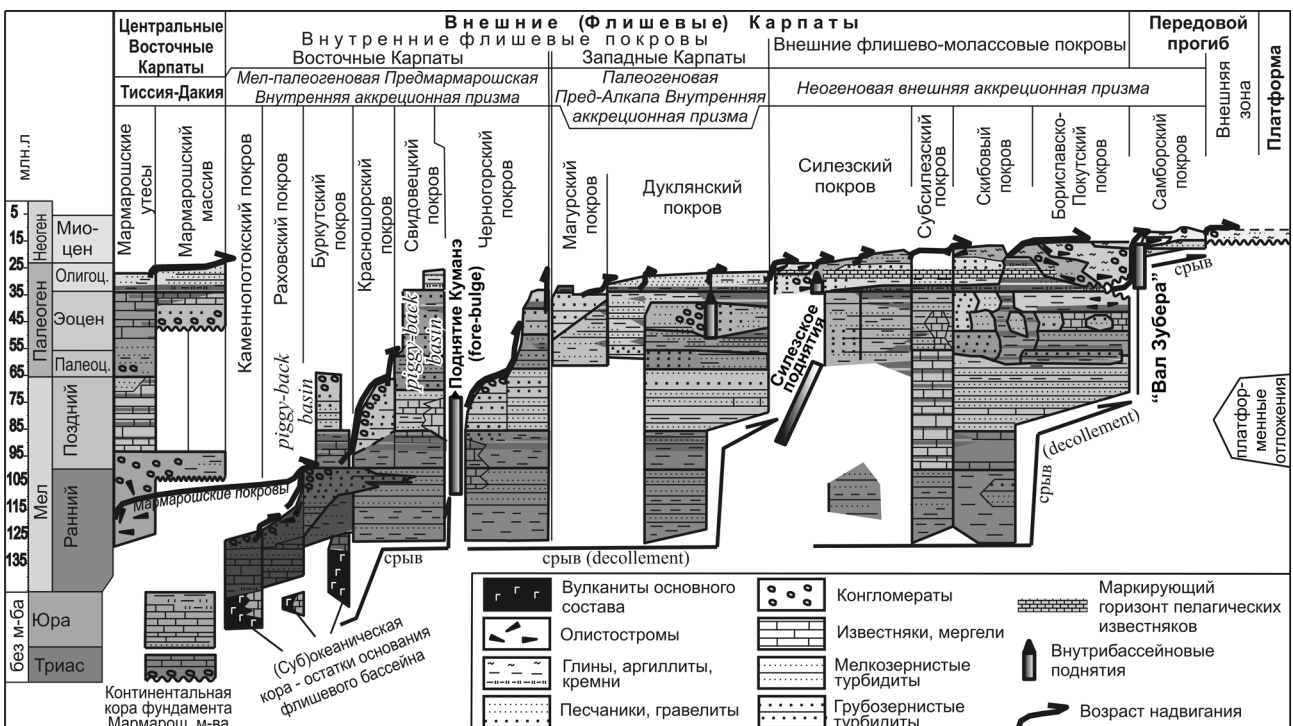


Рис. 2. Литостратиграфическая таблица Украинских Карпат [1 с упрощениями и изменениями].

ниях более внешних (нижних) покровов обломков (в т.ч. олистолитов) пород более внутренних (верхних) покровов; 3) общая приуроченность грубообломочных отложений к верхам стратиграфических разрезов отложений каждой из покровных единиц; 4) фиксируемое, при анализе микрофауны и седиментологических признаков, в верхней части стратиграфических разрезов некоторых из этих единиц «обмеление» литофаций от батиаля-аббисальных до батиальных и шельфовых [1].

Указанные закономерности хорошо увязываются с особенностями строения и формирования аккреционных призм. «Омоложивание» отложений объясняется постепенным, «шаг за шагом» выводом из седиментационной области осадков, вследствие их срыва с субдуцируемой плиты и трансформации в покровные пластины призм, причем сначала – во внутренних единицах, а позже – в более внешних элементах. Вероятно, процесс срыва осадков с пододвигающейся плиты сопровождался конседиментационным тектоническим их поднятием, фиксируемым «обмелением» литофаций. Иногда осадконакопление продолжалось и позже – после формирования покровной пластины – в бассейнах «на теле» движущихся покровов (англ. piggy-back basins) (рис. 2). Приуроченность грубообломочных отложений (литофации жолобов) к верхам стратиграфических разрезов тектонических единиц обуславливалась постепенным приближением плиты к аккреционному сооружению – источнику обломочного материала. Проградация призм к северо-востоку вызвала и миграцию жолоба в том же направлении, который перерос в передовой прогиб на конечном этапе коллизии террейнов с Евразией. Образование поднятий во флишево-молассовом бассейне (Силезское, Куманэ, «вал Зубера», см. рис. 2), фиксируемое на некотором удалении от растущей призм, можно объяснить известным механизмом флексурного изгиба литосферной плиты (англ. fore-bulge) в форланде надвигового сооружения (призм).

Анализ времени завершения седиментации в тектонических единицах Внешних Украинских Карпат, указывающего на вероятное время формирования покровов и их причленение к аккреционной призме (рис. 2), позволил реконструировать несколько древних аккреционных призм, позднее объединенных в композиционную Карпатскую призму. Выделены более древняя внутренняя и молодая внешняя призм. Внутренняя призма сложена с двух автономно развивающихся сооружений, которые в современной структуре разделены Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоной. Первое сооружение, размещенное в Восточных Карпатах, – это Предмармарошская мелпалеогеновая призма, образованная перед движущимся фронтом микроконтинентального террейна Тиссии-Дакии. Второе – расположенное в Западных Карпатах – это перед-Алкапа палеогеновая призма, выросшая перед фронтом террейна Алкапа. Внешняя призма образовалась в неогене при сближении двух уже сопряженных террейнов с Евразией (рис. 1, 2).

Латорицко-Стрыйская сдвиговая зона простирается полосой шириной 10-15 км, а местами и более, от Оашского разлома на юге до Перемышльской сигмоиды на севере. В этой зоне нами закартирована система субмеридиональных ветвящихся разломов, ограничивающих линзообразные S-образные тела (размерами от видимых в обнажениях до изображаемых на карте) – дуплексы сдвигового типа. В некоторых дуплексах (структура Сможе) зафиксированы незначительные повороты по часовой стрелке. Сдвиговая зона также характеризуется наличием большого количества складок (в т.ч. приразломных) с субвертикальными шарнирами и субмеридиональными осевыми плоскостями, размеры которых также различные и достигают вполне картируемых (Яловская сигмоида). Указанные структурные формы определяют правосторонний характер сдвиговых перемещений. Отметим, что амплитуда перемещений по Латорицко-Стрыйской зоне уменьшается к северу, вероятно компенсируясь опережающими надвигами. Сдвиговая Латорицко-Стрыйская зона очень четко дешифрируется на космоснимках, где видно, как главные хребты и речные долины Карпат, отображающие структурные формы (надвиги, складки и др.) субкарпатского простираения, резко контрастируют с субмеридиональным простираением структур в сдвиговой зоне (рис. 3). Хорошо читаются также горизонтальные складки (сигмоиды) и дуплексы. Образование сдвиговой зоны, вероятно повязано с автономностью развития двух аккреционных призм перед фронтом Алкапы и Тиссии-Дакии (рис. 4).

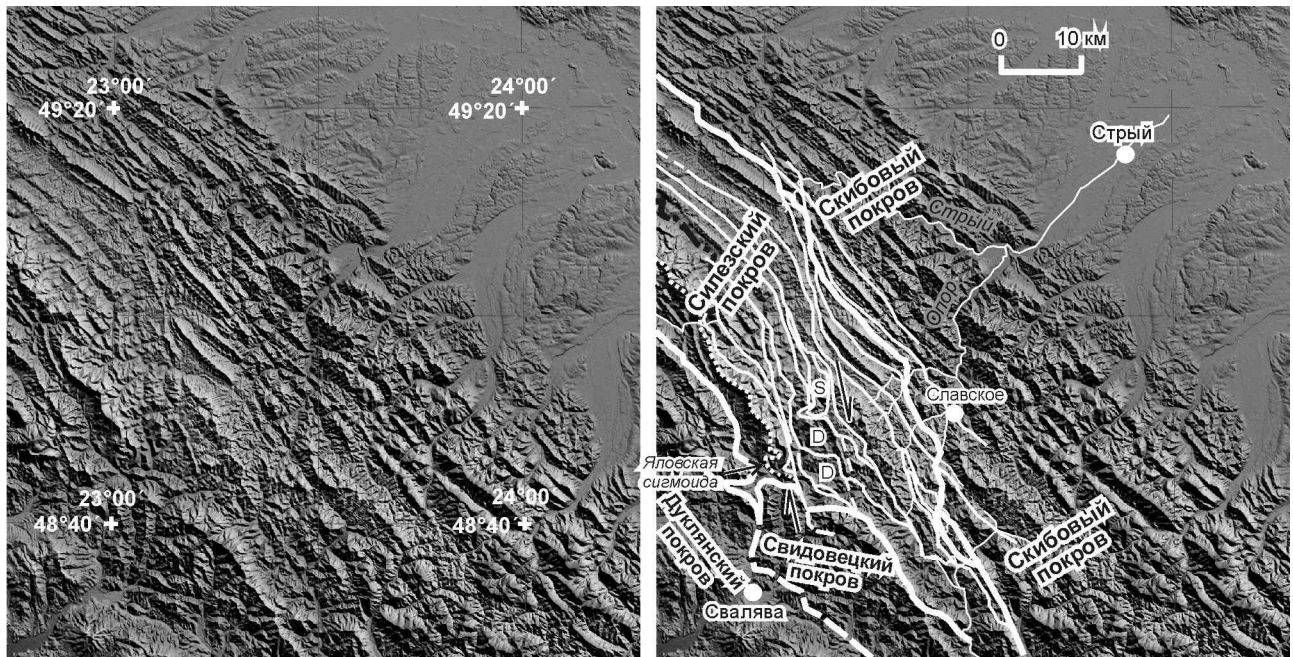


Рис. 3. Схема дешифрирования космоснимка района Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоны в области сочленения Восточных и Западных Флишевых Карпат в верховьях рек Латорица и Стрый.

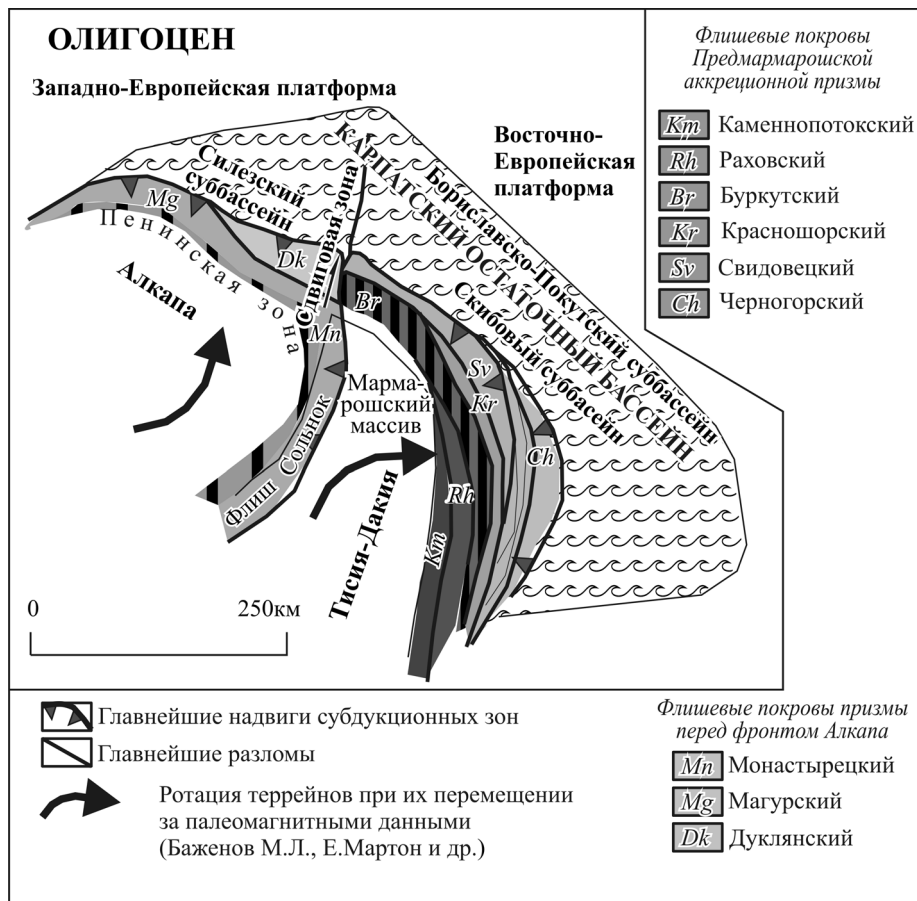


Рис. 4. Палинспастическая схема Карпатского сектора Тетиса (олигоцен). Составил О.М. Гнилко с использованием работ [2, 3 и ссылки в них].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреції на призма // Геодинаміка. 2012. № 1(12). С. 67-78.
2. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier, 2004. № 210. P. 1-56.
3. Schmid S., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L. et al. The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units // Swiss J. Geosci. 2008. № 101. P. 139-183.

ДИСЛОКАЦИИ МЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Голозубов В.В.¹, Касаткин С.А.¹, Фунг Ван Фать²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, golozubov@fegi.ru

²Институт морской геологии и геофизики ВАНТ
г. Ханой

Остров Сахалин, располагающийся вдоль границы Евразийской и Охотоморской литосферных плит [1], в структурном отношении интересен тем, что это область проявления очень молодых дислокаций, продолжающихся вплоть до настоящего времени. Достаточно вспомнить землетрясение 1995 года, полностью разрушившее г. Нефтегорск ($M_w = 7,0$), а также более поздние Углегорское (2000 г., $M_w = 6,8$) и Невельское (2007 г., $M_w = 6,2$) землетрясения, сопровождавшиеся косейсмическими смещениями земной поверхности [4]. Свидетельствами современной тектонической активности являются и данные GPS-наблюдений, свидетельствующие о перемещении о. Сахалин западном направлении, в сторону Евразии, со скоростью от 2,5 мм/год на севере до 7,6 мм/год в южной части [4].

Формирование складчатых и разрывных дислокаций Западно-Сахалинского террейна началось относительно недавно, в плейстоцене и продолжается до настоящего времени. Эти дислокации происходили близко-одновременно в поле двух конкурирующих направлений регионального сжатия – «фонового» – с ЗЮЗ на ВСВ (до широтного) и с ЮВ на СЗ, проявленного локально на ЮВ окончании острова. Предполагалось, что направление сжатия с ЮВ на СЗ является результатом давления со стороны субдуцирующей Тихоокеанской плиты. По-видимому, в связи с удалением от зоны субдукции следы этого сжатия быстро исчезают при перемещении в более северные районы острова [2].

«Фоновое» с ЗЮЗ на ВСВ (до широтного) направление регионального сжатия при формировании структур Западно-Сахалинского террейна является доминирующим. Результаты этого сжатия видны даже при беглом взгляде на геологические карты острова (например, масштаба 1:1 000 000) по ССЗ и меридиональным простираниям крыльев и осей складок. В полном согласии с этим направлением выступают взбросовые и надвиговые перемещения вдоль ограничивающих террейн Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского разломов меридионального простирания [2]. В обстановке именно этого направления сжатия происходили упомянутые выше сейсмические события [4]. Проблема, однако, заключается в том, что субширотное направление сжатия никак не сочетается с правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль разломов субмеридионального простирания в террейнах восточных районов о. Сахалин, для которых достоверно установлены горизонтальные перемещения с амплитудами до нескольких десятков километров [5]. Для объяснения этого противоречия В.С. Рождественский предположил, что сдвиговые перемещения происходили в более раннее, третичное время на фоне иного, ЮЗ-СВ (30-60°) направления регионального сжатия. Смена этого направления на современное близширотное произошла, по его мнению, в начале четвертичного времени и привела к тому, что сдвиги меридионального простирания частью трансформировались во взбросы и надвиги, а частью были погребены под

четвертичными образованиями [5]. Эти построения, однако, в рамках Западно-Сахалинского террейна не находили каких-либо серьезных подтверждений.

В результате структурных исследований нами установлено, что на фоне многочисленных свидетельств формирования структур Западного Сахалина на фоне близширотного регионального сжатия, полностью ответственного за современный орогенез и сейсмичность, в пределах Западно-Сахалинского террейна регистрируются следы непосредственно предшествующего сжатия, ориентированного на СВ (30-45°). Следы этого сжатия мы обнаружили на ранних стадиях складкообразования, по ориентировкам субвулканических даек и жил, а также по характерному структурному рисунку грабенов, выполненных средне-верхнемиоценовыми отложениями между Александровским и Тымь-Поронайским разломами. Идея В.С. Рождественского о смене направления регионального сжатия от северо-восточного до субширотного в начале четвертичного времени [5] в результате наших исследований получила, таким образом, полное подтверждение. Северо-восточное направление сжатия господствовало, судя по полученным данным, как непосредственно перед началом четвертичного этапа деформаций, так и ранее, в олигоцене – раннем миоцене (время внедрения даек базальтов у мыса Хойнджо), по-видимому, вплоть до эоцена. В соответствии с этим направлением сжатия параллельно с эоцен-миоценовой седиментацией следует предполагать активизацию правосдвиговых перемещений вдоль крупных разломов меридионального простирания, в рассматриваемом случае – вдоль Западно-Сахалинского, Александровского и Тымь-Поронайского разломов. Выделяются следующие этапы такой активизации, фиксируемые по началу седиментации в бассейнах Японского моря (эоцен), а также по несогласиям в разрезах этих бассейнов и по проявлениям в них вулканизма (олигоцен, нижний миоцен, граница нижнего и среднего миоцена, плиоцен). Здесь, по-видимому, применимы модели формирования осадочных бассейнов в обстановке трансенсии – присдвиговых растяжений на участках несоосных сочленений, искривлений или разветвлений сдвиговых зон. Изложенные выше данные полностью укладываются в рамки представлений о том, что впадина Японского моря в целом является бассейном синсдвигового растяжения (pull-apart basin) на участке сопряжения двух несоосных правосдвиговых систем – Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской [7].

Примечательно, что перечисленные этапы активизации сдвиговых перемещений, бассейнообразования и вулканизма полностью синхронны с таковыми в удаленном в тысячи километров от Сахалина осадочном бассейне Красной реки, прослеживающимся с северо-запада на юго-восток вдоль побережья Северного Вьетнама на расстояние около 500 км при ширине до 60 км. Этот бассейн располагается на продолжении одноименной системы разломов, разделяющей Южно-Китайский и Индосинийский блоки и прослеживающейся в северо-западном направлении вплоть до Тибета. Формирование бассейновой впадины, ее заполнение и последующие деформации контролировались левосдвиговыми смещениями вдоль разломов этой системы, ограничивающих бассейн и осложняющих его строение в обстановке восток-северо-восточного направления регионального сжатия. Начало седиментации в этом бассейне датируется эоценом, а последующие тектонические перестройки, фиксируемые по угловым несогласиям, датируются началом олигоцена, границей нижнего и среднего миоцена, плиоценом и началом четвертичного времени [3]. Такая синхронность тектонических событий, по-видимому, далеко не случайна и является, скорее всего, удаленным отражением Индо-Евразийской коллизии [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И.Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Голозубов В.В., Касаткин С.А., Гранник В.М., Нечаюк А.Е. Деформации позднемиоценовых и кайнозойских комплексов Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника, 2012. № 5. С. 1-21.
3. Голозубов В.В., Фунг Ван Фать. Динамика формирования кайнозойских бассейнов западной окраины Тихого океана // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС, 2014. С. 74-78.

4. **Прытков А.С.** Современные движения земной коры Сахалино-Курильского региона и моделирование геодинамических процессов по данным GPS наблюдений. Дисс. ... к-та физико-математических наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. 113 с.
5. **Рождественский В.С.** Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: Дальнаука, 1997. С. 80-109.
6. **Huchon P., Le Pishon X., Rangin C.** Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia // *Geology*, 1994. V. 22. P. 27-30.
7. **Lallemand S., Jolivet L.** Japan Sea: a pull-apart basin // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985. 76. P. 375-389.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ В РАЗЛИЧНЫХ ОБСТАНОВКАХ ЗОН ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ СЕВЕРО–ВОСТОКА АЗИИ

Горнов П.Ю.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, gornov@itig.as.khb.ru*

Изучаемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит: Евразийской, Северо–Американской, Тихоокеанской и плит меньшего порядка – Охотоморской, Амурской, Берингоморской. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку и большую неоднородность измеренных значений теплового потока

Литосферные плиты, блоки отделены друг от друга разломами, разрывами (швами), как правило, по осевым линиям сейсмических поясов Земли. Рассматривая вопрос о положении межплитных границ, остановимся на известных признаках. К ним относятся: конфигурация, палеоклиматическая информация, особенности разломных структур, наличие рифтов, распределение возраста пород, полосовые магнитные аномалии, высокие значения теплового потока на дивергентных границах, молодой «базальтовый» вулканизм, особенности глубинной структуры и рельефа [1]. Новые данные получены с помощью активно развивающихся в последние десятилетия методов космической геодезии. Они позволяют определять параметры современного движения плит и уточнять их границы. Наличие сейсмических поясов является главным признаком выделения современных границ и оконтуривания самих литосферных плит.

Главным индикатором границ плит является сейсмичность. Сейсмические пояса очерчивают главные границы литосферных плит. Границам раздвижения 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.

Значительная часть северо-востока Евразии подвержена воздействию сильных землетрясений, тяготеющих к неотектоническим структурам, которые формируют, в основном, Арктико-Азиатский и Байкало-Становой сейсмические пояса на суше и субдукционную зону взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евроазиатской и Северо-Американской плитами. Пояса высокой, глубокофокусной сейсмичности прослеживаются вдоль островных дуг (Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Идзу-Бонинской). Арктико-Азиатский сейсмический пояс пересекает Северный ледовитый океан, северо-восток Азии и разграничивает Северо-Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит на расстоянии более 8 тыс. км. Высокая сейсмичность зарегистрирована в переходной зоне, расположенной между структурами растяжения срединно-океанического хр. Гаккеля и структурами сжатия хр. Черского. Для переходной зоны характерно расширение поля сейсмичности до 600 км, к которым приурочены очаги землетрясений с магнитудой 6,0–7,0 [4]. Очаги местных землетрясений в виде субмеридиональной полосы протягиваются с севера на юго-юго-восток, соединяя проявление сейсмичности в море Лаптевых и системы хр. Черского.

Северо-западная часть области взаимодействия Евразийской и Амурской плит [1] проводят по Байкальскому рифту, а далее на восток – по Байкало-Становому сейсмическому поясу. Обстановка растяжения в Байкальском рифте сменяется далее обстановкой сжатия и сдвиго-сжатия. При этом в западной части распространены левые сдвиги, а в восточной – правые. Характер распределения эпицентров землетрясений изменяется от полосового до рассеянного, к востоку рассеянность эпицентров усиливается [2].

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 [5]. Граница отделяет слабосейсмичную Амурскую плиту от высокосейсмичной Северо-Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы, что может свидетельствовать о надвиговых процессах на северной границе платформы с её складчатым обрамлением (рис.).

Исследуемый регион обладает не высокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин теплового потока (ТП) тектонических структур региона имеют небольшой разброс – 50-70 мВт/м², наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов 90-200 мВт/м² и осадочных, в основном, нефтегазоносных бассейнов региона – 80-90 мВт/м², а наименьшие для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов – 50-53 мВт/м².

Тепловой поток окраинных морей высокий (80-100 мВт/м²) и имеет общую тенденцию – во впадинах, котловинах он значительно выше чем на поднятиях. Среднее значения ТП Японского моря составляет 93 мВт/м². Вся акватория покрыта аномалиями, в крупных положительных аномалиях ТП достигает 100-150 мВт/м² в их центральных частях, южной части Татарского пролива ТП превышает 100 мВт/м². Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина, ТИНРО, Курильской котловине (87 и более 100 мВт/м²) соответственно, Центрально-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП (60 мВт/м²).

Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. ТП задуговых пространств островных дуг (Алеутской, Курило-Камчатской, Японской) равен (100-150 мВт/м²). На границе взаимодействия Северо-Американской и Евразийской плит ТП составляет (60-70 мВт/м²). Северная и южная граница Амурской литосферной плиты также имеет высокие значения ТП (70-80 мВт/м²).

Заключение. Проведён анализ геодинамической обстановки и теплового поля региона. Проходящие по континенту границы представляют собой «веер» границ, занимающий территорию до первых сотен километров. Рассмотрено положение границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит на северо-востоке России. Она простирается с севера на юго-восток России от побережья моря Лаптевых вдоль хребта Черского. Согласно сейсмологическим и результатам GPS измерений, эта граница выделяется обстановкой современного сжатия (смещения до 5 мм в год). Севернее берега Охотского моря в южной части хребта Черского широким поясом проходит граница Северо-Американской и Охотоморской плит, смещения здесь носят преимущественно сдвиговый характер, до 3-4 мм в год. 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. Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. Таким образом области взаимодействия литосферных плит северо-востока Евразии характеризуются как высокой сейсмичностью, так и повышенными значениями теплового потока.

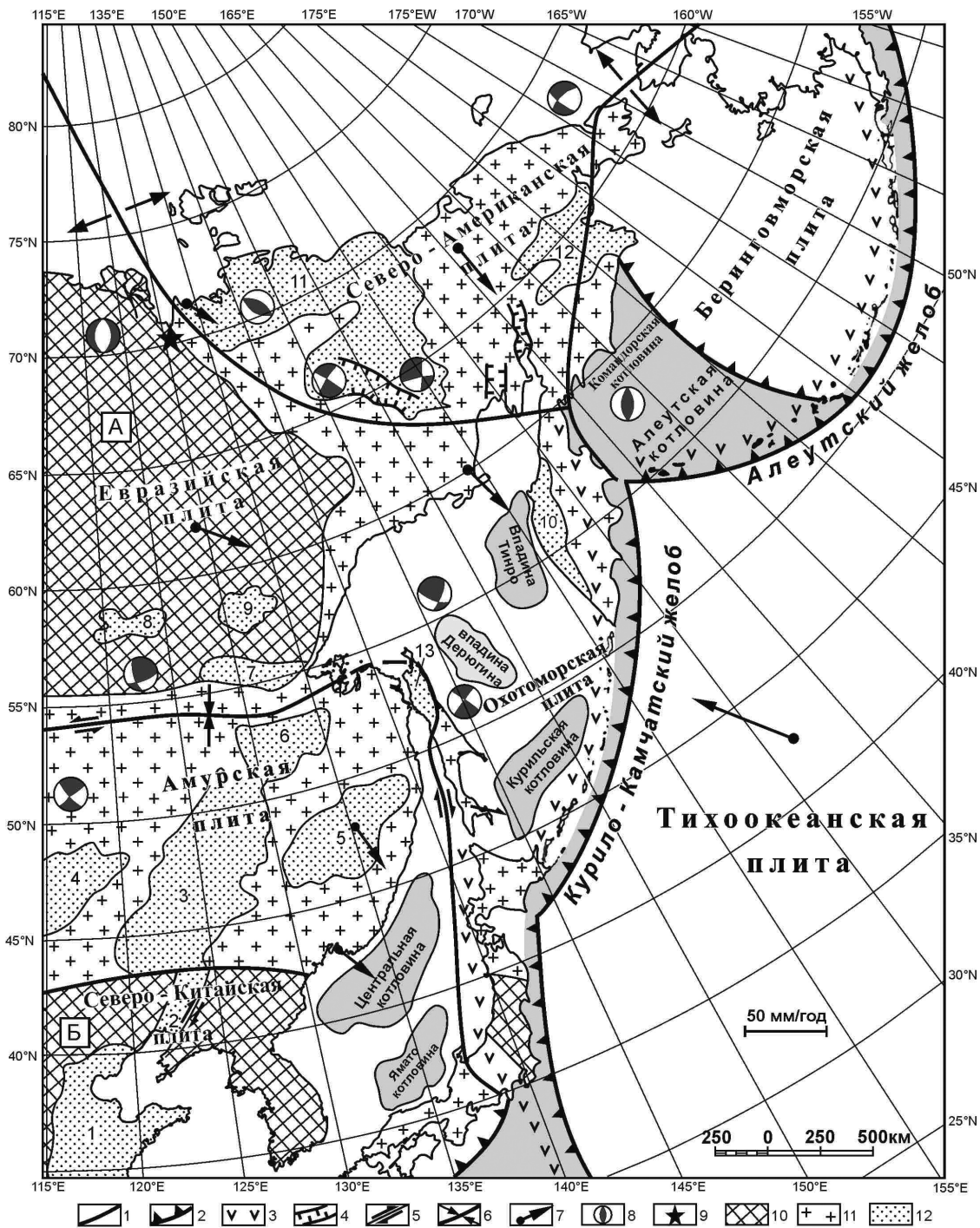


Рис. Современная геодинамика Востока Евразийского континента Составлена с использованием материалов [1; 2; 3; 4]

1 – границы литосферных плит; 2 – зоны субдукции и аккреционный клин; 3 – надсубдукционная магматическая дуга (островная дуга или активная континентальная окраина); 4 – рифейские авлокогены; 5 – сдвиги; 6 – направление относительного смещения вдоль границы: а – растяжение, в – сжатие; 7 – геоцентрические скорости смещения блоков земной коры (мм/год); 8 – диаграмма фокального механизма землетрясений (тёмным показаны области действия напряжений растяжений, белым – сжатие); 9 – полюс относительного вращения Евразийской и Северо-Американской плит; 10 – платформы: Сибирская (А), Северо-Китайская (Б); 11 – коллаж аккрецированных террейнов; 12 – осадочные бассейны: 1 – Анадырский, 2 – Ленско-Зырянский, 3 – Западно-Камчатский, 4 – Токинский, 5 – Чульманский, 6 – Верхнее-Зейский, 7 – Амуро-Зейский, 8 – Средне-Амурский, 9 – Хайлар, 10 – Сунляо, 11 – Ляохе, 12 – Северо-Китайский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Нагапов Л.Н. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М. ГЕОС, 2000. 226 с.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьёв В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков В.Н., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012. Т. 53(4). С. 489-507.
5. 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. N 2. P. 592-603.

РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, СКОЛЬЖЕНИЯ И КОЛЛИЗИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Гранник В.М.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, gvm2564@mail.ru, grannik@imgg.ru*

В складчато-блоковой и покровно-надвиговой структуре острова Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены фрагменты Восточно-Сахалинской островодужной системы Охотоморского региона, входившей в состав ранне-поздне меловой-палеогеновой континентальной окраины Азиатского палеоконтинента. Восточно-Сахалинская сложная по строению островодужная система включала тыловой вулканоплутонический пояс, фронтальную вулканическую дугу, преддуговой и междуговой прогибы, глубоководный желоб, тыловую глубоководную впадину, Сахалинское окраинное море [2, 3].

Структурно-вещественные комплексы структурных элементов системы. Строение вулканогенно-осадочных структурно-вещественных комплексов Восточно-Сахалинской островодужной системы детально охарактеризовано в работах [2, 3 и др.]. Сохранившиеся от разрушения фрагменты вулканических островов сложены лавами, кластолавами, агломератовыми, бомбовыми или лапиллиевыми, иногда спекшимися туфами и экструзивными телами (дайки, некки, купола). Образования вулканических островов обычно перекрываются или замещаются в латеральном направлении обвальными оползневыми субаэральными и прибрежно-морскими ритмично-слоистыми грубообломочными породами: глыбовыми брекчиями с алевролитовым матриксом, валунными и галечными конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, образовавшимися при разрушении выступов островной суши. Структурно-вещественные комплексы преддуговой и междуговой прогибов представлены вулканомиктово-терригенными и терригенно-пирокластическими отложениями преимущественно гравитационных потоков осадков: обвальными оползневыми, грязекаменными, зерновыми, суспензионными, слагающих флишевые и флишеидные пачки вулканомиктово-терригенных пород. В верхней части образований междуговой прогиба присутствуют отложения прибрежных заболоченных равнин, представленные бурными углями, углистыми аргиллитами и алевролитами, песчаниками и конгломератами, содержащими крупные фрагменты обугленной древесины. Установленный по радиоляриям возраст охарактеризованных структурно-вещественных комплексов валанжин-альб-сеноманский, радиологический возраст 99-39 млн. лет – альб-эоцен. Структурно-вещественные комплексы Сахалинского окраинного моря представлены разными сочетаниями вулканогенно-осадочных, терригенных, кремнистых, карбонатных, вулканических и интрузивных пород, среди которых достаточно широко распространены разнообразные турбидиты, грейниты и микститы. Суммарная мощность окраинно-морских образований достигает 7000 м. Сформировались они в прибрежно-

ной, мелководной и относительно глубоководной зонах седиментационного бассейна открытого и обособленного типов. Отложения окраинно-морской глубоководной впадины представлены кремнистыми аргиллитами, глинистыми яшмами, кремнистыми туффитами и пепловыми туфами с редкими маломощными прослоями граувакковых или аркозовых песчаников. Возраст структурно-вещественных комплексов Сахалинского окраинного моря, установленный по фауне иноцератов и аммонитов, скелетам радиолярий, радиологическим определениям раннемеловой, альб-сеноманский и коньяк-датский, а глубоководной впадины – раннемеловой-палеогеновый (Набильский террейн) и поздне меловой (Рымникский террейн).

Субдукция. Реконструкция Охотоморской субдукционной палеозоны. Для реконструкции местоположения и строения Охотоморской сейсмоактивной субдукционной палеозоны используются установленные ранее зависимости содержания редкоземельных элементов в островодужных вулканитах в зависимости от их удаленности от фронта вулканизма и от глубины до сопряженных с островными дугами сейсмоактивных субдукционных зон [1]. Реконструированная субдукционная палеозона состояла из нескольких сколовых поверхностей, имела мощность не менее 80 км и угол наклона около 45°. Выход ее на дневную поверхность совпал с выходом довольно мощной (40-70 км) зоны серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой. Протягивается она на шельфе о-ва Сахалин на расстояние более 1200 км вдоль его восточной кромки. Зона меланжа отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивность до 2000 гамм. Охотоморская субдукционная палеозона контролировала заложение и развитие Восточно-Сахалинской островодужной палеосистемы и формирование аккреционных призм.

Скольжение плит. Охотоморский микроконтинент. Охотоморский микроконтинент представлял собой, располагавшееся внутри плиты Кула океанское плато, перекрытое палеозойско-мезозойскими образованиями азиатской континентальной окраины, большей частью переотложенными за счет длительного разрушения Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса (ОЧВПП), а также кайнозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. Установлено, что при формировании Охотского (110-103 млн. лет) и Центрально-Чукотского (103-101 млн. лет) секторов ОЧВПП поступило на поверхность 750 км³ лав и туфов и одновременно внедрился большой объем гранитоидов [4]. В результате длительного (более 100 млн. лет) разрушения горного хребта ОЧВПП гранитоиды оказались в верхней части земной коры и на ее поверхности. Это означает, что огромные массы эродированного материала континентальной окраины были перемещены в меловое Сахалинское и кайнозойское Охотское окраинные моря. По данным Л.М. Парфенова [5] плита Кула вместе с Охотоморским микроконтинентом в течение поздней юры и мела перемещалась в северном направлении. В готеривское время Охотоморский микроконтинент находился восточнее о-ва Хоккайдо и Южного Сахалина. Примерно в это время на территории Сахалина и дна прилегающих акваторий образуется Сахалинский окраинноморский палеобассейн, представлявший собой часть плиты Кула, отделенную от океана Охотоморским микроконтинентом и юрской-меловой Шельтингской ВОД вместе со спрединговыми зонами и океанскими вулканическими островами, которые продолжали функционировать, но уже в обстановке интенсивного терригенного осадконакопления.

Магматизм. В составе Восточно-Сахалинской ВОД преобладают континентальные типы изверженных пород, при этом базальты имеют петрохимический состав, характерный для тыловых вулканоплутонических поясов, фронтальных островных вулканических дуг и траппов. Островодужные базальты и андезибазальты этой дуги, сформировавшиеся в подводной обстановке, имеют океанский петрохимический состав, характерный для океанских островодужных или окраинно-морских пород (IAB). Среди изверженных пород Сахалинского окраинного моря преобладают океанские породы, базальты которого сформировались в спрединговых зонах (MORB),

в обстановке океанских островов (WPB) и океанского окраинного моря или островной дуги (IAB) на океанской земной коре. В то же время континентальные базальты Сахалинского окраинного моря обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных пород и траппов, что свидетельствует о присутствии в его фундаменте блоков с континентальной земной корой. Океанский магматизм в Сахалинском окраинном море закончился примерно 43-38 млн. лет тому назад. Таким образом, фундамент сложной Восточно-Сахалинской островодужной системы был гетерогенным, то есть состоял из блоков с океанской и континентальной земной корой.

Коллизия. Охотоморский коллизионный шов. Охотоморский микроконтинент заблокировал в туронское время субдукционную зону ОЧВПП, а в начале палеогена – Охотоморскую субдукционную палеозону. Это событие вызвало проявление ларамийской фазы интенсивного сжатия, складкообразование, фрагментацию земной коры, формирование Охотоморского коллизионного шва. Детали строения и состава осадочных и изверженных пород этого коллизионного шва установлены по его фрагментам: Северо-Набильскому и Озерско-Свободненскому террейнам, которые в маастрихтское и палеогеновое время были по разломам перемещены в центральную часть о-ва Сахалин и на Тонино-Анивский полуостров, а также по составу офиолитового меланжа надвиговых пластин, обдущированных а палеогеновое время на восточную часть п-ова Шмидта [2]. Установлено, что изверженные породы обоих террейнов и офиолитового меланжа представлены преимущественно океанскими породами, базальты которых образовались в обстановках MORB, WPB, в единичных случаях – IAB. Присутствующие здесь же континентальные базальты сформировались в геодинамических обстановках, характерных для островных дуг, континентальных рифтов и траппов. Коллизионное взаимодействие Охотоморского микроконтинента, Шельтингской и Восточно-Сахалинской ВОД вызвало дислокацию отложений и способствовало трансформации аккреционных призм в аккреционно-коллизионные комплексы, которые были перемещены в восточные районы острова в виде покровно-надвиговых пластин, имеющих внутреннее чешуйчато-надвиговое строение.

Таким образом, по фрагментам в террейнах удалось восстановить сложную по строению Восточно-Сахалинскую островодужную систему Охотоморского региона, включавшую тыловой вулканоплутонический пояс, фронтальную вулканическую островную дугу, преддуговой и междуговой прогибы, глубоководный желоб, тыловую глубоководную впадину, Сахалинское окраинное море. Восстановленная последовательность событий при формировании этой островодужной системы свидетельствует о том, что она была образована, фрагментирована на террейны, перемещенные в современную структуру о-ва Сахалин и dna прилегающих акваторий, в геологических обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-1-0-ОНЗ-07.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов А.Ю., Волынец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А., Гладков Н.Г., Иванов Л.А., Савосин С.И. Редкоземельные элементы в четвертичных образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 36-55.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Гранник В.М. Восточно-Сахалинская островодужная система Охотоморского региона // Литосфера, 2013. С. 36-51.
4. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геохронология мелового магматизма Охотско-Чукотской области // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. В 3-х т.: Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан 3-6 июня 2003 г. Магадан:СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 137-140.
5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКИЙ КОЛЛИЗИОННЫЙ ШОВ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Гранник В.М.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, gvm2564@mail.ru, grannik@imgg.ru*

Центрально-Сахалинский коллизионный шов образовался в результате блокировки одноименной субдукционной палеозоны Поронайским микро континентом. Центрально-Сахалинская субдукционная палеозона входила в состав раннемеловой континентальной окраины, включавшей Сихотэ-Алинское окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую вулканическую островную дугу (ВОД), Иссикари-Румои и Западно-Сахалинский преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикотан субдукционные палеозоны [2].

Строение Центрально-Сахалинского коллизионного шва. Центрально-Сахалинский коллизионный шов представлен мощной зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65-70 км, включающей террейны палеозойско- раннемезозойских, триасовых–раннемеловых, юрских-раннемеловых, раннемеловых, позднемеловых-палеогеновых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных, пород океанской плиты (Сусунайский, Центрально-Терпеньевский, Буюклинско-Побединский, Таулан-Армуданский, Хановско-Краснотымовский) и более мелкие их фрагменты. Сусунайский террейн (85×35 км) сложен базальтами, долеритами и габбро, а также осадочными песчано-глинистыми, кремнистыми, карбонатными породами, метаморфизованными в условиях низкотемпературных зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций средних давлений. В зонах разломов встречаются породы с глаукофаном, лавсонитом, жадеитом и лотритом – минералами, характерными для глаукофан-лавсонитовой фаций высоких давлений. В строении Сусунайского террейна принимают участие вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и карбонатно-кремнисто-вулканогенные, вулканомиктово-вулканогенные, терригенно-кремнистые и кремнисто-терригенные, карбонатно-кремнисто-терригенные и терригенные комплексы. Максимальная суммарная мощность их редко превышает 1000 м. Установленный по органическим остаткам возраст протолита триасовый-раннемеловой и, предположительно, верхнемеловой. Радиологический возраст метаморфических пород: 206-178, 135-133, 96-90, 77-55, 43,5, 34-28, 28-1,8 млн. лет. Полученные величины фиксируют периоды преобразований состава пород под воздействием температуры и давления менявшихся в ходе геологических процессов. Таулан-Армуданский террейн сложен юрскими-сеноманскими и позднемеловыми-палеогеновыми кремнисто-вулканогенно-терригенными частично метаморфизованными отложениями с горизонтами олистостром. Хановско-Краснотымовский террейн сложен триасовыми, юрскими-раннемеловыми и позднемеловыми терригенно-вулканогенно-кремнистыми также частично метаморфизованными породами. Терпеньевский террейн или выступ предположительно палеозойско-мезозойских пород (данные сейсмопрофилирования), расположен в осевой части залива Терпения. Сводовые части поднятия сложены докайнозойскими образованиями, перекрытыми миоценовой и миоцен-плиоценовой осадочными толщами, разделенными поверхностью углового несогласия. Горстообразный выступ поднятия, очевидно, является прямым продолжением террейнов палеозойско-мезозойской или триасово-раннемеловой океанской плиты. Буюклинско-Побединский террейн (Буюклинский и Побединский гравитационные максимумы, погребенное поднятие) связан с рельефом кровли доверхнемеловых метаморфических образований [1, 2]. Структурным бурением в районе поселка Буюклы в восточной части поднятия вскрыты меловые породы с плотностью 2,65 г/см³, а в западной части – предположительно палеозойские зеленокаменно измененные породы с плотностью 2,80-3,00 г/см³.

Скольжение. Перемещение Сусунайского террейна над горячей точкой – этап 1. Восстановленная автором последовательность смены состава вулканических серий позволяет предпола-

гать, что за период развития вулканизма Сусунайский террейн переместился над горячей точкой в северном направлении на расстояние не менее 80 км, что соответствует удаленности северного промежуточного магматического очага от южного. Установлено, что к началу туронского века рассматриваемый террейн находился в зоне терригенного осадконакопления западно-сахалинского типа (присутствие обломков микрокварцитов в базальных конгломератах и песчаниках быковской свиты на р. Комиссаровке – юг Сусунайского хребта). В поздне триасовое-раннеюрское время (206-178 млн. лет) перемещение террейна над горячей точкой (возможно скольжение по разломам в меридиональном направлении) вызвало первый этап метаморфических преобразований слагающих его пород.

Субдукция. Реконструкция Центрально-Сахалинского коллизионного шва, субдуцированных террейнов палеозойско-мезозойской океанской плиты. Формирование аккреционных призм – этап 2. Центрально-Сахалинский коллизионный шов (субдукционная палеозона) установлен по гравитационным ступеням на гравитационной карте Сахалина, а субдуцированные террейны предположительно палеозойско-раннемезозойской океанской плиты – по сходству аномалий гравитационного поля известных террейнов океанской плиты и западно-сахалинской полосы гравитационных аномалий. Вычисленные для этих аномалий средние глубины погружения и глубины до верхних кромок позволили определить их пространственное положение, глубины и скорости субдукционного поддвига. Установлены следующие последовательность и особенности субдукционных процессов. До субдукции океанская плита была расчленена разрывными нарушениями на террейны, которые погружались в субдукционную палеозону асинхронно на разную глубину с присущей каждому из них индивидуальной скоростью. 135-112 млн. лет (валанжин-альб) в Центрально-Сахалинскую субдукционную зону происходила косая субдукция Сусунайского террейна – фрагмента плиты Исонаги или Кула – на глубину 10 км, а затем на глубине более 10 км произошел его подвиг со сдвигом [2]. Кроме того, в раннемеловое время в течение примерно 18 млн. лет происходила также субдукция, Александровского ($h = 38$ км, $V = 2,1$ км/млн. лет), Красногорского ($h = 66$ км, $V = 3,7$ км/млн. лет), Холмского ($h = 45$ км, $V = 2,5$ км/млн. лет) и Ульяновского ($h = 50$ км, $V = 2,8$ км/млн. лет) террейнов океанской плиты на разную глубину с различной скоростью, которая сопровождалась формированием аккреционных призм и метаморфизмом пород. Таулан-Армуданский и Хановско-Краснотымовский террейны, судя по степени метаморфизма пород, испытали только частичное погружение в зону субдукции.

Магматизм – этап 3. Предложенный петрохимический способ позволил уточнить состав, тектоническую природу, геодинамические обстановки формирования изверженных пород коллизионного шва, а также определить магмогенерирующие тектоно-магматические структуры для океанских и континентальных базальтов. Установлено, что рассматриваемые изверженные породы принадлежат к нормально-щелочной, умеренно-щелочной и щелочной сериям. Океанские базальты сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановках внутриплитных океанских островов (WPB) и в небольшом объеме – в обстановке океанского окраинного моря или островной дуги (IAB). В то же время присутствующие в подчиненном количестве континентальные юрские-раннемеловые базальты обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных пород и траппов, что может свидетельствовать о проявлении в то время надсубдукционного вулканизма и возможном влиянии плюмового магматизма [3]. Среди изверженных пород в аккреционных призмах Гомонского и Набильского террейнов также преобладают океанские породы и в подчиненном количестве присутствуют континентальные породы [4].

Коллизия. Реконструкция Поронайского микроконтинента – этап 4. Поронайский микроконтинент выражен в геофизических полях обширным гравитационным минимумом и отрицательной магнитной аномалией. Гравитационный минимум занимает район Поронайской впадины и площадь распространения метаморфических пород Восточно-Сахалинских гор. Выполненные расчеты показали возможное соответствие остаточной отрицательной аномалии (после исключе-

ния влияния на аномалию поздне меловых пород Западно-Сахалинских гор и рыхлых неогеновых отложений Поронайской впадины) гранитному массиву, нижняя кромка которого может располагаться на глубине 2-5 км [1]. Это предположение подтверждается и тем, что в районе Поронайского микроконтинента Сахалин имеет максимальную мощность земной коры (35-37 км), а также гранитного слоя (14-16 км). Западная часть реконструированного микроконтинента погребена под поздне меловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, а восточная перекрыта серией покровно-надвиговых пластин динамо метаморфизованных океанских и окраинно-морских пород небольшой мощности (не выраженных положительными аномалиями в гравитационном и магнитном полях). Предположительные размеры Поронайского микро континента были не менее 200-250 × 150-200 км. Раннемеловая субдукция террейнов океанской плиты была остановлена Поронайским микроконтинентом, заблокировавшим Центрально-Сахалинскую субдукционную палеозону в альб-сеноманское время. Непродолжительная коллизия между микроконтинентом и подошедшими к палеозоне террейнами океанской плиты, испытывавшими спрединговые напряжения, способствовали их аккреции, завершению развития раннемеловой континентальной окраины, деформациям накопившихся отложений, а также положили начало формированию в этой части Сахалина покровно-надвиговых пластин, перекрывших в конечном итоге Поронайский микроконтинент. После блокировки раннемеловой субдукционной зоны Поронайским микроконтинентом сформировался Центрально-Сахалинский коллизионный шов, который подвергся интенсивному разрушению. Это подтверждается обнаружением продуктов размыва слагающих его офиолитов в верхней части набильской серии (гомонская, лопатинская свиты, верхняя часть верхнехойской подсвиты).

Усложнение структуры коллизионного шва последующими геологическими процессами. Эксгумация – этап 5. В кампанское-палеоценовое время (77-55 млн. лет) деформации коллизионного шва были обусловлены блокировкой Охотоморской субдукционной палеозоны одноименным микро континентом, в маастрихте (68 млн. лет) – поддвигом вулканогенно-кремнистых комплексов Восточного субтеррейна под Западно-Сахалинский, в дании-верхнем палеоцене (61,9-51,7 млн. лет) – ларамийской фазой сжатия, в эоцене (43,5млн. лет) – взбросом Сусунайского террейна [2, 5]. Появление террейнов на дневной поверхности (эксгумация) могло быть обусловлено возвратным течением, обычно возникающим при блокировке зоны субдукции микроконтинентами, гайотами или крупными подводными поднятиями или связано с эрозионными процессами. Вскрытие на поверхность образований Сусунайского террейна японские исследователи связывают с правосторонним сдвигом и перескоком меловой субдукционной зоны к современной Курильской островной дуге в олигоцен-миоценовое время [2].

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-1-0-ОНЗ-07.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А.А. О глубинном строении Поронайской низменности Сахалина по геофизическим данным / Труды СахКНИИ, 1975. Вып. 30. С. 145-151.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Гранник В.М. Изверженные породы Центрально-Сахалинского коллизионного шва (о. Сахалин) / Докл. АН, 2012. Т. 446. № 4. С. 423-428.
4. Гранник В.М. Изверженные породы Гомонского и Набильского террейнов Восточно-Сахалинских гор (о. Сахалин) // Докл. АН, 2014. Т. 454. № 6. С. 683-688.
5. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 192 с.

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ В РАСПРЕДЕЛЕНИЯХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Губанова М.А.

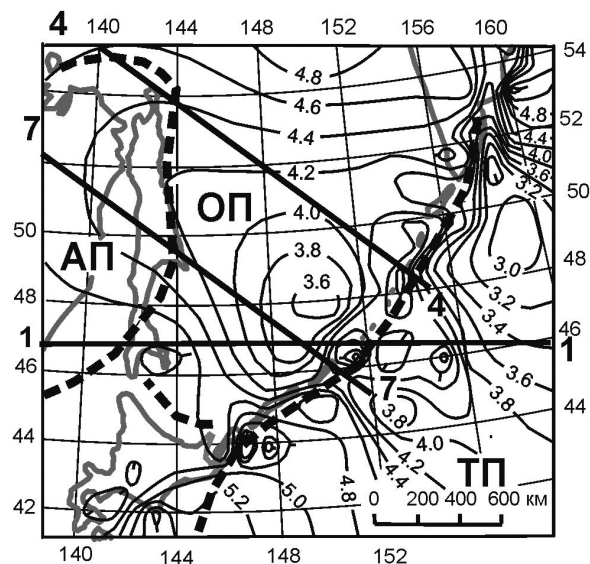
*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан, mahaonn2008@mail.ru*

Изучение реологических свойств земной коры и верхней мантии является актуальной задачей тектонофизики, решение которой имеет не только важное теоретическое значение, но и многочисленные практические следствия, поскольку с реологическим состоянием геологических сред во многом связаны механизмы формирования и эволюции тектонических структур и сейсмичность. Наши исследования реологической расслоенности тектоносферы Дальнего Востока России основываются на анализе 3D-распределений магнитуд землетрясений, которые дают возможность проследить связь сейсмических событий с объемным геологическим строением исследуемой территории в непрерывном пространстве. Как показал первый опыт моделирования 3D-распределений магнитуд [2], слоям, зонам и областям повышенных и высоких магнитуд соответствуют блоки и террейны, сложенные древними кристаллическими комплексами. Низкие значения осредненных магнитуд наблюдаются в рифтогенных структурах, под вулканическими поясами и в подкупольных зонах плюмов. Исходными данными для рассматриваемых ниже моделей являются ежегодные сейсмические каталоги Геофизической Службы РАН (г. Обнинск).

Распределение магнитуд землетрясений в подастеносферной верхней мантии Охотоморского региона (рис. 1А) характеризуется двумя особенностями. В интервале глубин 80-150 км в южных районах Охотского моря наблюдается широкий минимум сейсмичности, который можно связать с астеносферной линзой [4, 6]. В этом же интервале глубин граница Охотоморской плиты с Тихоокеанской выражена линейной зоной локальных максимумов сейсмичности. В глубоком срезе верхней мантии эта зона смещена на 400-450 км в сторону Амурской плиты, что, несомненно, является отражением субдукции Тихоокеанской плиты. В разрезах в подкоровом слое верхней мантии областями повышенных значений магнитуд регистрируются: Тихоокеанская литосфера – на востоке, и Амурская плита – на западе. В центре расположена Охотоморская плита, в границах которой низкие значения магнитуд маркируют одноименный плюм. В разрезах Охотоморского региона (рис. 1В) проявлено расслоение литосферы на два жестких слоя: нижнекоровый (интервал глубин 25-50 км) и подастеносферный (100-150 км). Между ними залегает слой пониженной вязкости ($M = 3,4-3,6$) мощностью 20–25 км. В детальных разрезах проявились глубинные разломы, разделяющие области с разным характером распределений магнитуд землетрясений. В восточной части разреза 4–4 (рис. 1В) в интервале глубин 60-70 км проявлено расщепление тихоокеанской плиты на коровую и нижнюю литосферную пластины, что является характерной особенностью зон коллизии плит [4].

В верхнем Приамурье в интервале глубин 18-22 км в распределениях магнитуд землетрясений обнаружена концентрическая зональность: низкие значения магнитуд ($M = 2,8-3,0$) в центральной части и высокие ($M = 3,8-4,4$) – по периферии (рис. 1Б). Минимум сейсмичности маркирует структуру центрального типа – Алдано-Зейский плюм [4, 5]. В вертикальном разрезе земной коры этого района обособлены 2 слоя повышенной сейсмичности. Первый от поверхности слой до глубины 10 км, магнитуды землетрясений в котором варьируют от 2 до 4,5, неоднороден по вещественному составу и реологическим свойствам. В этом диапазоне глубин залегают разновозрастные (AR–MZ) метаморфические, магматические и складчатые комплексы, картируемые геологическими съемками [1]. Второй слой с магнитудами от 3,0 до 4,5 занимает нижнюю часть разреза (ниже глубины 20-22 км). Этот слой, согласно данным ГСЗ и МОВЗ [3], соответствует нижнему – мафическому (или «базальтовому») слою земной коры. Эти слои разделяются тонким слоем пониженной вязкости, выраженным уменьшением магнитуд

А Магнитуды в слое 80-150 км



Б Магнитуды в слое 18-22 км

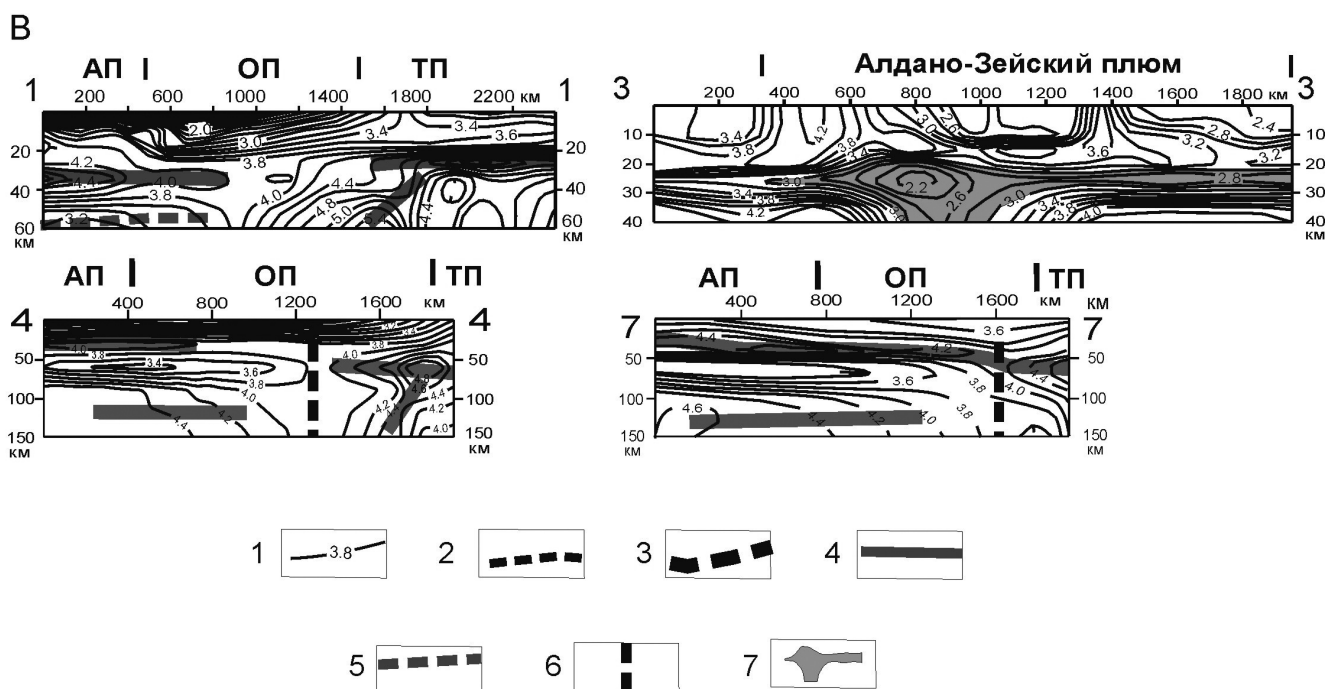
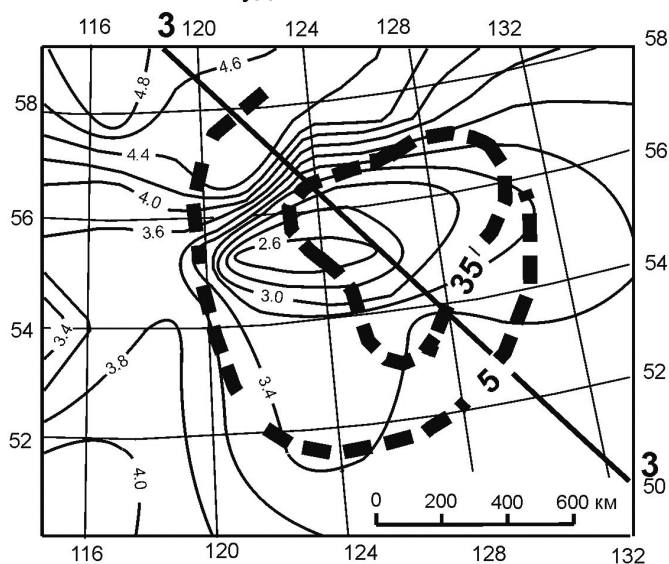


Рис. 1. Карты-срезы 3D-моделей магнитуд землетрясений в Охотоморском (А) и Верхне-Амурском (Б) регионах с разрезами (В)

1 – изолинии осредненных магнитуд землетрясений; 2 – границы литосферных плит (а); 3 – контуры Алдано-Зейского плюма в горизонтальных сечениях (в), км [5]; 4, 5 – оси жестких (4) и вязких (5) пластин; 6 – глубинные разломы в разрезах (В). Литосферные плиты: АП – Амурская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская; 7 – зона пониженной сейсмичности в разрезе 3–3.

землетрясений до 2,2-2,4. Судя по разрезу 3–3, асейсмичная зона пониженной вязкости в центре плюма продолжается в верхнюю мантию, где находит подтверждение в формализованной гравитационной модели в виде минимума градиента сферической плотности, диагностирующего поднятие астеносферного слоя [5]. В разрезе 3–3 слой пониженной вязкости, диагностируемый по минимуму магнитуд землетрясений, имеет грибовидную форму, типичную для подкоровых и внутрикоровых зон плюмов.

Выводы:

1. Магнитуды землетрясений – сейсмологический индикатор реологических состояний тектонических сред – способны отражать наиболее общие особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии. По этим индикатором в 3D-геологическом пространстве наиболее часто картируются нижнекоровый (мафический), реже – гранитно-метаморфический кристаллический слой и нижний слой литосферы. Рассмотренные модели (см. рис. 1) иллюстрируют тектоническую расслоенность литосферы на среднекоровый (интервал глубин 10-20 км), нижнекоровый (20-40 км) и нижний литосферный (100-150 км) жесткие слои, разделяемые слоями, или зонами, пониженной вязкости.

2. Модели распределений магнитуд землетрясений, диагностирующие реологическую расслоенность тектоносферы, могут найти применение на начальных этапах исследования глубинного строения литосферных плит, кратонных блоков, складчатых систем и структур центрального типа плюмовой природы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000 / Гл. редакторы : Красный Л.И., Пэн Юнь Бяо. Л.: ВСЕГЕИ, 1999. 3 л. с объяснит. запиской. 135 с.
2. Губанова М.А., Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Манчжурии // Региональные проблемы, 2011. Т. 14. № 2. С. 51-56.
3. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
4. 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.
5. Петрищевский А.М., Ханчук А.И. Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // ДАН, 2006. Т. 406. № 3. С. 116-119.
6. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. Родникова А.Г. М.: РАН. Национальный геофизический комитет. 1996. 337 с.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ЖУРАВЛЕВСКО-АМУРСКОГО И КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО МЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Диденко А.Н., Тихомирова А.И., Кудымов А.В.

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

В работе на основе рассмотрена история становления геологических структур северо-западного обрамления Тихого океана. Приведены оригинальные палеомагнитные данные меловых пород утицкой свиты и киселевской свит Северного Сихотэ-Алиня.

Значительную территорию Сихотэ-Алиня занимают отложения окраинного синсдвигового турбидитового бассейна – Журавлевско-Амурский комплекс [1], который протягивается на 800 км полосой северо-восточного направления шириной до 80 км. Комплекс слагают меловые, в основном нижнемеловые, песчаники, алевролиты, аргиллиты общей мощностью до 15000 метров [2]. Более древние кремнисто-глинистые породы встречаются в осевой части комплекса. Нами изучены завершающие разрез комплекса прибрежно-морские осадочные образования на левобережье р. Амур между заливами Ситога и Медвежий, где представлен значительный объем утицкой свиты, описание которой соответствует материалам Объяснительной записки к Геологической карте масштаба 1:200 000 (лист М-54-1) [4] и собственным полевым наблюдениям.

По результатам палеомагнитных исследований выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности вулканогенных пород утицкой свиты Журавлевско-Амурского комплекса. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеоширота, на которой формировались породы, и координаты палеомагнитного полюса

($P_{lat} = 81,6^\circ$, $P_{long} = 208,2^\circ$, $d_p = 10,8$, $d_m = 12,5^\circ$) утицкой свиты. Сравнение значений современной широты ($51,4^\circ$ с.ш.) и палеошироты ($53,7 \pm 10,8^\circ$ с.ш.) не предполагают крупноамплитудных горизонтальных перемещений пород свиты относительно поздне меловой окраины Евразийского континента, а свидетельствует об автохтонном положении отложений, завершающих разрез Журавлевско-Амурского комплекса.

Ранее нами [3] были изучены вулканогенно-осадочные породы киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса, определяемого многими исследователями [5, 6] как фрагмент средне меловой аккреционной призмы. В результате палеомагнитных исследований выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности осадочно-вулканогенных пород киселевской свиты Киселевско-Маноминского комплекса. Она имеет позитивный отклик теста складки и возраст, близкий возрасту самих пород. Согласно направлению этой характеристической компоненты установлены палеоширота, на которой формировались породы киселевской свиты, и координаты палеомагнитного полюса ($P_{lat} = 18,6^\circ$, $P_{long} = 222,4^\circ$, $d_p = 5,2$, $d_m = 9,1^\circ$). Расстояние между современным широтным ($51,4^\circ$ с.ш.) и палеоширотным ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.) положениями изученных вулканогенно-осадочных пород составляет более 3,5 тыс. км, что свидетельствует о крупноамплитудных горизонтальных перемещениях пород свиты.

На основе новых палеомагнитных данных для меловых осадочно-вулканогенных пород утицкой и киселевской свит северного Сихотэ-Алиня, геолого-геохимической информации об их генезисе предложена следующая модель меловой истории развития региона (рис. 1). 135-105 млн. лет назад породы киселевского блока перемещались на плите Изнаги в СЗ направлении со скоростью 15-20 см/год, пройдя, таким образом, расстояние более 5 тыс. километров до восточной окраины Евразии (район Корейского полуострова). 105-95 млн. лет назад они в составе аккреци-

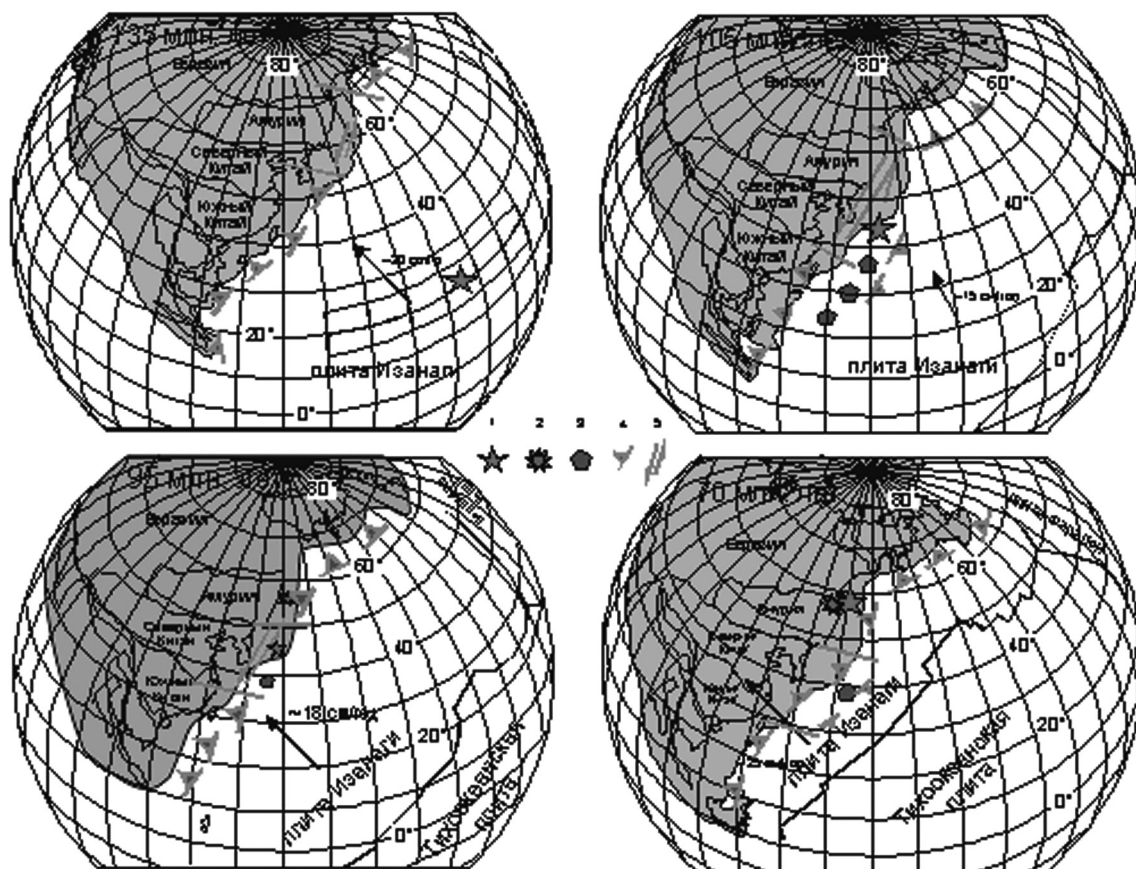


Рис. Меловая геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии.

1 – киселевская свита [3]; 2 – утицкая свита (наст. работа); 3 – комплексы о. Сахалин [7]; 4 – островные дуги; 5 – сдвиги.

онного комплекса перемещались вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4-5 см/год. Севернее формировались породы утицкой свиты. К концу мела киселевский блок достиг своего современного положения, недалеко от места образования утицкой свиты.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проекты 12-I-0-ОНЗ-07, 12-II-СО-08-026, 14-III-B-08-215).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1-572 + цв. карта.
2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавельский террейны (южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты ранне-меловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14, № 2. С. 13-25.
3. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33. № 1. С. 20-40.
4. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Отчёт о результатах работ за 2004-2007 гг. по Государственному контракту №3/04 Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа М-54-I (Пильдо-Лимурийский объект). Текст отчёта 219 стр., текстовые приложения на 83 стр., иллюстрации 15, таблица 1, графические приложения на 60 листах, библиография 100, ФГУП «Дальгеофизика», Центр региональных геологических исследований г. Хабаровск, ул. Льва Толстого, 8, 2007 г. (Росгеофонд, ХТФГИ, ФГУП «Дальгеофизика»). Хабаровский край, М-54-I.
5. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
6. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 1. С. 25-38.
7. Abrajevitch A., Zjabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Paleomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophysical Journal International, 2012. V. 190. N. 3. P. 1439-1454

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ В ЗОНЕ МЕЗОАРХЕЙСКОЙ СУБДУКЦИИ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Докукина К.А.

*Геологический институт РАН
г. Москва, dokukina@mail.ru*

Субдукционные границы литосферных плит генерируют крупнейшие землетрясения, которые составляют более 90 % от суммарного глобального сейсмического момента. Исследование эксгумированных субдукционных комплексов является единственным способом геологического наблюдения сейсмогенной зоны на глубине. Явные геологические свидетельства палеосейсмичности в субдукционных зонах были неизвестны, пока Фишер и Бин [5] не установили, что зоны меланжа, присутствующие в аккреционных призмах, представляют собой комплексы древних субдукционных разломов. Псевдотахилиты в древних субдукционных зонах удовлетворяют самые строгие критерии идентификации палеосейсмичных процессов [3] и являются уникальными свидетельствами динамических процессов разрывообразования во время землетрясений. Псевдотахилиты – это продукты экстремальных хрупких деформаций, формирующиеся в результате дробления и фрикционного плавления жестких горных пород при мгновенных с геологической точки зрения скоростях деформации [8]. Обычно это резко секущие жилки небольшой мощности, с резко выклинивающимися границами, выполненные скрытокристаллической стекловатой породой с зёрнами мельчайших размеров и полосами течения, включающими милонитовые фрагменты. Псевдотахилиты или шоковые жилки встречаются во многих метаморфических комплексах в зонах тектонических нарушений, а также в пределах метеоритных кратеров и являются важными свидетельствами высокоскоростных деформаций в геологическом прошлом Земли.

В пределах мезо-неоархейской Беломорской эклогитовой провинции в районе села Гридино на острове Избная Луда исследованы аплитовидные прожилки, приуроченные к структу-

рам тектонического брекчирования контрастных по составу пород – в основном плагиогнейсов и микроклиновых гранитов включающих фрагменты амфиболитов, габбро-эклогитов и ретроградно-измененных эклогитов [2]. Изначальная полосчатость и гнейсовидность пород имели северо-западное и субширотное простирание и регулярно смещены вдоль системы субмеридионально ориентированных протяженных, а также малоамплитудных (первые метры) хаотично ориентированных разрывов. Разрывы отличаются по геометрии и минеральному наполнению своих зон [2]. Сместители протяженных субмеридиональных разрывов, смещающие жилы микроклиновых гранитов и полосчатость в гранито-гнейсах, как правило, свободны от новообразований. Менее распространены разрывы, заполненные светло-серыми тонкозернистыми аплитовидными породами. Эти породы образуют жилы и прожилки с апофизами, имеют небольшую мощность (обычно 1-10 мм, до 2-3 см, иногда более 10-12 см), пересекают все типы пород, не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются. Относительно крупные аплитовые жилы содержат обломки плагиогнейсов и микроклиновых гранитов. В крупных обломках сохраняются следы полосчатости, указывающие, что смещение этих фрагментов относительно материнских пород и друг друга было незначительным. Местами тонкие аплитовые жилки образуют густую сеть, облегающую мелкие обломки плагиогранито-гнейсов и милонитизированных микроклиновых гранитов: порода превращается в мелкообломочную брекчию, где обломки представлены плагиогнейсами и микроклиновыми гранитами, а цемент – светло-серой тонкозернистой аплитовидной породой. В некоторых случаях аплитовидный материал окружает отдельные угловатые фрагменты микроклиновых гранитов, одновременно внутри этих обломков развивается тонкая нерегулярная сетка аплитовидных жил указывающая на вращение жесткого блока гранитов в поле сдвигового напряжения. Аплитовидные жилы пересекают структуры тектонических брекчий, а затем смещаются по более поздним хрупким разрывам. Морфология жилок свидетельствует о высокой миграционной способности выполняющего их материала и позволяет сопоставлять их с псевдотахилитами [7]. Формирование тектонических брекчий произошло после становления тел микроклиновых гранитов. В формировании структурного рисунка важную роль играла компетентность пород. Полосчатость мигматизированных гнейсов характеризуется плавными подворотами на границе с разломами, что в целом отвечает пластическому стилю деформации. Тела микроклиновых гранитов в основном деформировались как жесткие блоки. В целом, это отвечает хрупко-пластичному режиму внутрикоревой деформации. На высокую скорость деформации указывает формирование псевдотахилитов, образование которых в процессе фрикционного трения является реакцией жесткой коры на сейсмические события. Смещение жил псевдотахилитов по системе хрупких разрывов свидетельствуют о том, что деформации были пролонгированы во времени. Под действием нагрузки породы испытывали ползучесть с пластическими деформациями гнейсов до тех пор, пока не был достигнут предел их прочности. При достижении предела прочности происходило геологически мгновенное разрывообразование и смещение по разрывам, что приводило к снятию напряжений. Если напряжение продолжало действовать, такой сценарий мог повторяться циклически.

Тектонические брекчии рассечены субмеридиональными эклогитизированными мафическими дайками по нашему мнению архейского 2,87-2,82 млрд. лет [4], по мнению других исследователей палеопротерозойского ~ 2,4 млрд. лет [1] возраста. В любом случае, формирование брекчий, метапсевдотахилитов и сопутствующее ему сейсмогенное событие происходили в архейское время до внедрения даек. Регулярные и закономерно ориентированные апофизы даек, а также явные сдвиговые смещения даек являются доказательством того, что дайки внедрялись синхронно сдвиговым хрупким деформациям. Направления этих деформаций согласны основным направлениям сдвига при формировании тектонических брекчий. Однако в отличие от компрессионных условий, в которых происходило брекчирование, формирование дайкового роя характеризует условия растяжения. Эти простые наблюдения позволяют предложить простую гипотетическую модель последовательности событий, основанную на уже сложившихся представлениях об эволюции региона [6].

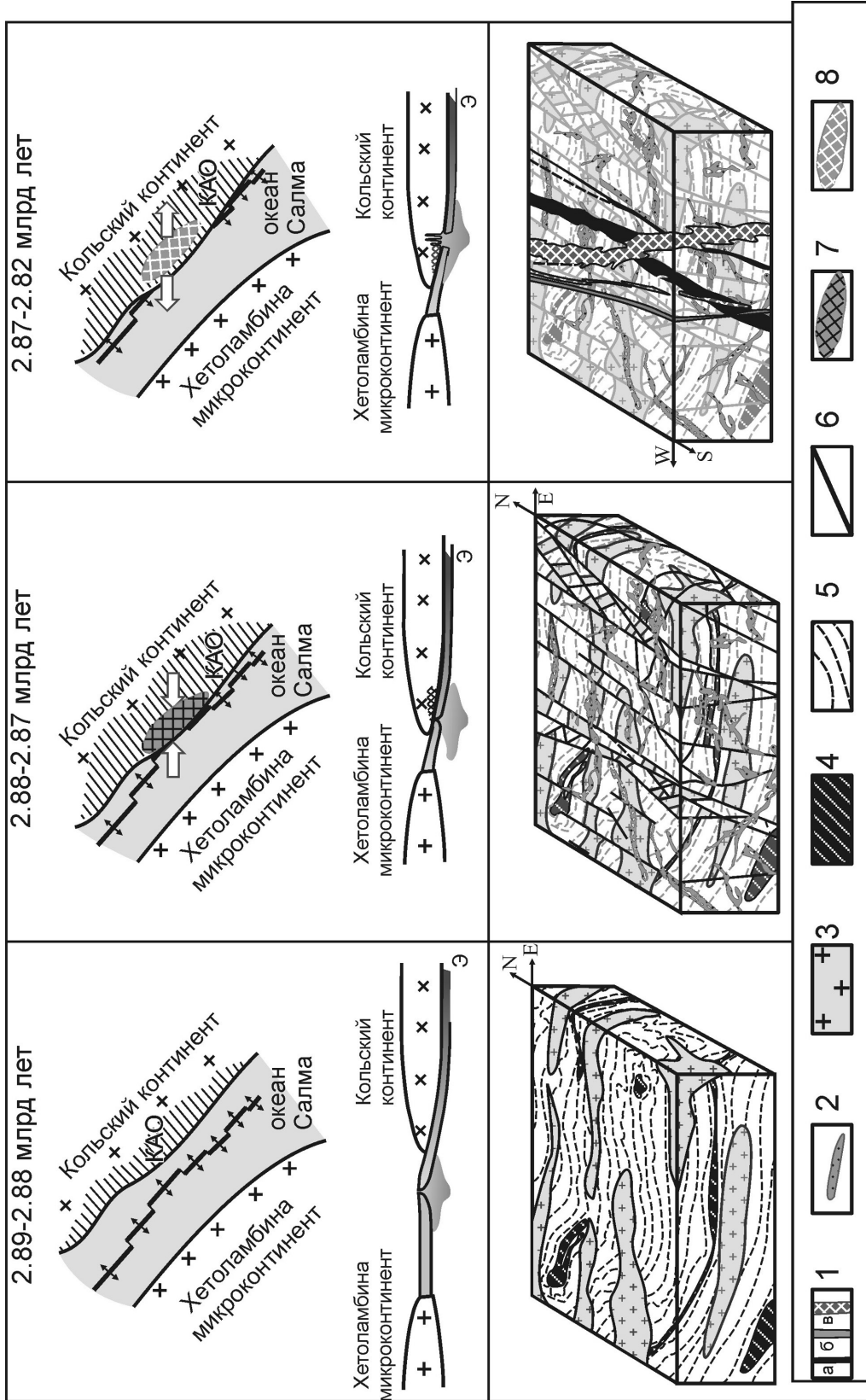


Рис. Схематическая модель начала погружения срединного центра океан Салма под край Кольского континента. 1 – мафические дайки; а – метагаббро-нориты ранней генерации, б – метагаббро-нориты поздней генерации; 2 – метасевдотахилиты; 3 – микроклиновые граниты; 4 – симплектитовые эклогиты и клинопироксен-гранатовые амфиболиты; 5 – плагиогнейсы; 6 – разрывы; 7 – зона компрессионного сжатия; 8 – зона растяжения. КАО – Кольская активная окраина, Э – эклогиты.

Модель реализации сейсмических деформаций с формированием тектонических брекчий и последующим за ними внедрением мафических даек в зоне субдукции представлена на рис. Изученные в пределах Беломорской эклогитовой провинции структуры тектонического брекчирования континентальных пород активной окраины Кольского палеоконтинента, и сопряженные с брекчиями псевдотахилиты являются важными признаками палеосейсмических процессов и деформаций, реализующихся в относительно малоглубинных субдукционных условиях. Кварц-полевошпатовый состав деформированных пород позволил достаточно четко определить уровень дислокаций, отвечающий хрупко-пластическому переходу при 350-450 °С на глубинах 10-15 км. Напряженное состояние висячего крыла субдукционного канала отвечало начальным стадиям погружения срединно-океанического хребта мезоархейского океана Салма в 2,88-2,87 млрд. лет назад; и завершилось сбросом напряжения и раскрытием субдукционного окна за счет растягивающих напряжений спредингового центра. Субдукционное окно существовало на протяжении достаточно длительного периода 2,87-2,82 млрд лет и определяло развитие широкого ареала мантийного мафического и корового кислого магматизма до того момента, пока не возобновились субдукционно-коллизийные процессы 2,82 млрд. лет назад.

ЛИТЕРАТУРА

1. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. // Доклады РАН, 2011. Т. 437. № 2. С. 238-242.
2. Травин В.В., Степанов В.В., Докукина К.А. // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. Вып. 8. С. 40-49.
3. Cowan D.S. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // Journal of Structural Geology, 1999. V. 21. P. 995-1001. doi: 10.1016/S0191-8141(99)00046-2
4. Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lepchina E.N. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence // Gondwana Research, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>
5. Fisher D., Byrne T. Structural evolution of underthrust sediments, Kodiak Islands, Alaska // Tectonics, 1987. V. 6. P. 775-793.
6. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>
7. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, 1987. P. 309-700.
8. Spray J. Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? // Geology, 1995. V. 23. P. 1119-1122. doi: 10.1130/0091-7613(1995)0232.3.CO;2

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ ПОРОД ПОЛУОСТРОВА МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Желдак М.В., Касаткин С.А., Голозубов В.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, zheldakmv@yandex.ru*

Район исследований располагается в южной части Приморья, в пределах Вознесенского террейна – фрагмента раннепалеозойской пассивной окраины [1]. Полуостров Муравьева-Амурского с прилегающими территориями и расположенные юго-западнее острова располагаются в осевой части Муравьевской горст-антиклинали северо-восточного простирания, ограниченной с северо-запада зоной Муравьевского (Берегового), а с юго-востока – зоной Шкотовского разломов [2]. Здесь обнажены раннепалеозойские гранитоиды, а также пермские терригенные и вулканогенные образования, прорванные позднепермскими интрузиями гранитоидов седанкинского комплекса. На крыльях горст-антиклинали пермские породы с размывом и угловым несогласием перекрыты триасовыми и нижнемеловыми терригенными породами прибрежно-морских и континентальных, частично угленосных фаций. Северо-западнее и юго-восточнее горста располагаются кайнозойские грабены Амурского и Уссурийского заливов.

Цель исследований состояла в изучении геодинамики формирования пород различных возрастных уровней путем изучения и анализа видимых в границах обнажений складчатых и разрывных структур. Объектами исследования являлись обнажения вдоль морского побережья полуострова, а также вдоль дорожных выемок недавно построенного шоссе Патрокл – Седанка. Основным методом исследования деформаций разновозрастных образований являлось изучение структурных парагенезисов – закономерных сочетаний тектонических структур, а также морфологии, пространственных и временных соотношений разломов, складок, и их составляющих – структурных и кинематических элементов [4].

В результате исследований выявлены три последовательных наложенных друг на друга структурных парагенезиса в обстановках различно ориентированных полей напряжений: позднепермский, позднемезозойский и кайнозойский.

Фрагменты домезозойских (позднепермских) деформаций сохранились в приосевой части горст-антиклинали в экзоконтактовой зоне Седанкинского массива гранитов. Пермские образования поспеловской и владивостокской свит обнажены здесь во фрагментах складок северо-западного простирания. Достаточно многочисленные послегранитные дайки риолитов, гранодиоритовых и диоритовых порфиритов имеют устойчивое северо-восточные простирания. В целом структурный парагенезис отвечает северо-восточному направлению регионального сжатия.

Обнажающиеся на остальной части полуострова пермские, триасовые и меловые породы весьма интенсивно деформированы в альб-раннесеноманское время, в процессе формирования Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса. Происходило это в обстановке ССЗ–ЮЮВ регионального сжатия, при котором в главных чертах и была сформирована Муравьевская горст-антиклиналь. В структурный парагенезис этого этапа деформаций входят складки северо-восточного простирания, складчато-чешуйчатые структуры (наблюдаемые, в частности, в триасовых породах вдоль северного обрамления Угловской кайнозойской впадины). Особо отметим, что хотя триасовые и нижнемеловые породы разделены поверхностью несогласия, они деформированы совместно и в одном структурном плане. Вдоль ограничивающих горст-антиклиналь Муравьевского и Шкотовского разломов установлена левосдвиговая компонента перемещений.

Кайнозойский этап деформаций изучен в пределах обрамления Угловской впадины, являющейся наземным продолжением Амурского залива. Структурный парагенезис этого времени включает правосдвиговые перемещения вдоль разрывов ССВ простирания, сдвига-сбросовые – вдоль близширотных сдвигов (с формированием в эоцене-олигоцене присдвиговых седиментационных бассейнов [3]), а также сбросовые перемещения вдоль разрывов СВ простирания. Последние наблюдались, в частности, в позднемиоценовых грубообломочных породах в карьерах у с. Раздольное. Комплекс перечисленных структур однозначно свидетельствует о СВ направлении регионального сжатия, которое господствовало с эоцена и, по-видимому, до настоящего времени.

Таким образом, на рассматриваемой территории совмещены структуры, формировавшиеся с поздней перми по настоящее время в обстановках кардинально меняющихся направлений регионального сжатия – с ЮЗ на СВ (в поздней перми и в кайнозое) и с ЮЮВ на ССЗ (в альбесеномане).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Геология СССР, т. XXXII, Приморский край / Ред. И.И. Берсенев. М. Недра, 1969. 696 с.
3. Голозубов В.В., Миклова С.В., Донг-У Ли и др. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 4. С. 22-33.
4. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143с.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В АККРЕЦИОННЫХ И КОЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ: СОСТАВ, СТРУКТУРА И СТРАТИГРАФИЯ

Зябрев С.В.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, sziabrev@itig.as.khb.ru*

Субдукционные комплексы, формирующие аккреционные призмы, являются одним из существенных продуктов процесса наращивания континентов благодаря субдукции океанических плит. Они слагают широкие пространства в аккреционных складчато-надвиговых системах, и в меньшем объеме сохранены в коллизионных системах. Субдукционные комплексы формируются как в окринно-континентальных, так и внутриокеанических субдукционных обстановках и значительно различаются своим составом, общей структурой и литостратиграфией. В докладе будут рассмотрены особенности структуры и стратиграфии юрско-меловых субдукционных комплексов аккреционных систем восточной окраины Евразии (на Дальнем Востоке России) а также мелового субдукционного комплекса, сохранившегося в зоне коллизии Индии и Евразии.

Субдукционные комплексы Сихотэ-Алинской и Сахалинской аккреционных систем восточной окраины Евразии формировались преимущественно в окраинно-континентальной обстановке. В Сихотэ-Алинской аккреционной системе субдукционный комплекс юрского возраста включает сопряженные Самаркинский, Бикинский и Баджальский террейны. Баджальский субдукционный комплекс наилучшим образом обнажен и изучен в своей восточной части (район Хабаровска и хр. Хехцир), где известен как Хабаровский комплекс. Он характеризуется достаточно регулярным повторением тектонических пластин, сложенных океаническим кремнистыми пелагическим и гемипелагическим отложениями, а также кластическими отложениями глубоководного желоба. В состав комплекса включены меланжи и хаотические осадочные образования. Последние совместно с вмещающими слоистыми отложениями интерпретируются как осадочный покров аккреционной призмы. Их позднеитонский (поздняя юра) возраст указывает на время завершения эпизода аккреции этой части призмы. Различные фрагменты ее формировались как путем фронтальной аккреции, так и тектонического подслаивания и впоследствии совмещались друг с другом и осадочным покровом.

Амурский субдукционный комплекс наращивает Баджальский и отличается от него существенным преобладанием фронтально-аккретированных кластических отложений глубоководного желоба, среди которых залегают разрозненные маломощные пластины океанических отложений. Биостратиграфическими исследованиями отложений в различных частях этого комплекса установлено, что процессы субдукционной аккреции охватывали интервал раннего мела. Восточный фланг Амурского комплекса (район оз. Удыль) включает аккретированный фрагмент раннемеловой островной вулканической дуги.

Во фронте Амурского комплекса узкой полосой протягивается Киселевско-Маноминский субдукционный комплекс, сложенный преимущественно океаническим кремнистыми отложениями с внутриплитными базальтами. Практически полное отсутствие кластических отложений конвергентной границы предполагает формирование комплекса тектоническим подслаиванием под фронтальную часть Амурского комплекса. Биостратиграфическими исследованиями радиолярий установлено, что становление комплекса происходило в позднем апте – начале альба (конец раннего мела).

Восточно-Сахалинский субдукционный комплекс меловой-палеогеновой Сахалинской аккреционной системы формировался совместно с Западно-Сахалинским преддуговым прогибом и Кемско-Самаргинской островной вулканической дугой, а позднее – Восточно-Сихоте-Алинским вулканическим поясом. Этот субдукционный комплекс характеризуется нерегулярным повторением тектонических пластин, сложенных кластическими отложениями конвергентной границы

и в меньшей степени – океаническим кремнистыми отложениями и базальтами. Океанические породы иногда формируют полосы меланжа. Кластические отложения включают отложения глубоководного желоба и осадочного покрова аккреционной призмы. Чешуйчато-надвиговая структура формировались путем фронтальной аккреции и тектонического подслаивания с последующим совмещением различных фрагментов призмы и ее осадочного покрова. Биостратиграфическое изучение показало, что значительная часть субдукционного комплекса сформировалась от конца ата–начала альба до среднего сеномана.

Субдукционные комплексы формировались на юрско-меловой континентальной окраине, последовательно наращивая друг друга. Несмотря на единство былой тектонической позиции, они существенно различаются количественным соотношением аккретированного материала: от подавляющего преобладания кластических отложений конвергентной границы в Амурском комплексе до полного преобладания океанических пород в Киселевском комплексе. Баджальский и Восточно-Сахалинский комплексы и их отдельные фрагменты занимают промежуточное положение в этом ряду. Эти различия отчасти объяснимы соотношением фронтально-аккретированных и тектонически подслоенных фрагментов в современной структуре субдукционных комплексов. Комплексы заметно различаются своей стратиграфической летописью и ее полнотой, а также содержанием хаотических образований, как тектонических меланжей, так и дебритов осадочного покрова.

Мезозойские субдукционные комплексы образуют тектонический каркас региона Дальнего Востока и проливают свет на его тектоническую эволюцию. Западная часть Восточно-Сахалинского субдукционного комплекса формировалась синхронно с Киселевско-Маноминским комплексом и фронтальной частью Амурского. Предполагается образование этих комплексов вдоль единой конвергентной границы плит с расположением субдукционного комплекса Сахалина в конце раннего мела к югу от синхронных комплексов Сихотэ-Алиня. В современное расположение эти комплексы были приведены масштабным левосдвиговым смещением вдоль Киселевско-Маноминского субдукционного комплекса. Определение палеоширот для меловых отложений Западно-Сахалинского прогиба палеомагнитным методом поддерживает интерпретацию смещения Сахалинской аккреционной системы к северу. Эти перемещения являются ключом к пониманию кинематики и времени пост-аккреционных преобразований мезозойской конвергентной границы на востоке Евразии.

Террейн Байнанг в сутуре Ярлунг-Цангпо, зоне коллизии Индии и Евразии, является редким примером субдукционного комплекса, сохранившегося в коллизионной системе. Исключительная полнота сохранности комплекса связана с его локальной тектонической позицией на сигмоидном изгибе линии сутуры. Субдукционный комплекс связан с развитием внутриокеанической островодужной системы. Структура сформирована многочисленными тектоническими пластинами южной вергентности. Пластины северной зоны сложенными океаническим пелагическими кремнями (верхний триас – нижний мел) и гемипелагическими кремнистыми алевропелитами (нижний мел, апт). Эта последовательность отражает перемещение фрагментов океанического ложа к северу и приближение к конвергентной границе в конце апта, что предшествовало аккреции. Пластины южной зоны сложены алевропелитами со слоями микритов и кальцитурбидитов (верхний триас-нижняя юра) и пелагическими биогенными и туфогенными кремнями (средняя-верхняя юра). Стратиграфия южной зоны отражает седиментацию вблизи пассивной окраины Индии и термо-тектоническое погружение этой части океанического дна. Многочисленные базальтовые sill указывают на проявление внутриплитного магматизма в средней юре. Аккреция пластин южной зоны произошла позднее в мелу. Особенности структуры субдукционного комплекса Байнанг, скорее, отражают его вертикальное, а не латеральное, наращивание. Полное отсутствие кластических отложений конвергентной границы интерпретированы как неотъемлемая черта субдукционного комплекса внутриокеанической островодужной системы.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Имаева Л.П.¹, Имаев В.С.¹, Козьмин Б.М.²

¹*Институт Земной Коры СО РАН
г. Иркутск, imaeva@crust.irk.ru*

²*Институт геологии Алмаза и Благородных Металлов СО РАН
г. Якутск, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru*

Предшествующая современному этапу, история формирования структурных элементов сейсмостектонической зоны Черского, обусловлена активными тектоническими процессами, протекавшими здесь в поздней юре – нижнем мелу, когда структуры пассивной континентальной окраины, развитой на восточном обрамлении Сибирской платформы, столкнулись с Алазейской островной дугой [1]. В последнее время деструкция территории мезозойд связываются с коллизией Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским блоком (супертеррейном), пространственно занимающим место ранее выделявшегося на всех тектонических картах Колымо-Омолонского срединного массива [5]. Результатом столкновения этих структур явилось образование сложных складчатых деформаций в мощных терригенных отложениях, включающих толщи карбона, перми, триаса и юры, представленных в настоящее время совокупностью синклиналиев и антиклиналий Верхояно-Колымской складчатой системы.

Крупной неотектонической структурой фронтальной зоны Колымо-Омолонского блока, является сводовое поднятие, орографически выраженное Момским хребтом, который сложен морскими отложениями верхней юры, интенсивно дислоцированными в систему линейных северо-западных складок. Примыкающий к нему с востока Индигиро-Зырянский прогиб представлен меловыми и кайнозойскими отложениями большой мощности (более 3 км), интенсивно дислоцированными в складки и надвиговые разрывы. Он вовлечен в интенсивное (до 2500 м) поднятие с формированием разноранговых дизъюнктивных нарушений различного кинематического типа. По своему простираению он окаймлен рядом надвиговых и взбросовых нарушений. В центральной его части широко развиты разломы преимущественно сдвиговой кинематики, переходящие к флангам в веерообразно расходящуюся систему взбросо-надвигов. Крайним северо-восточным ограничением зоны Черского служит Мятисский надвиг, который трассируется вдоль северо-восточного подножья Момского хребта в зоне его сочленения с Индигиро-Зырянским прогибом на расстояние более 700 км. На реках Мятис, Эльгандя и Кыллах, берущих начало с Момского хребта (среднее течение р. Индигирки), отложения олигоцена, миоцена и плиоцена собраны в пакеты крутых складок (углы падения 75-80°). С юго-запада они обрезаны надвигом, по которому нижнемеловые толщи ожогинской свиты надвинуты на третичные отложения [2].

Вдоль осевой части Момского хребта выделяются Арга-Тасский и Илин-Тасский разломы. Первый – трассируется предположительно от Туманского хребта в Северном Приохотье до р. Зырянка, берущей начало с северо-восточных склонов Момского хребта. Разлом служит северо-восточным ограничением Сеймчано-Буюндинской впадины. На юго-востоке он разделяет Момский и Приколымский горст-антиклиналии, а на северо-западе – Момский горст-антиклиналий и Зырянскую впадину. В магнитном поле указанный разлом выявляется по цепочке аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает отчетливая гравитационная ступень [1]. Характер расположения кулис разлома, в полостях которых заложилась мини-впадины растяжения, свидетельствует о наличии сдвиговых подвижек в зоне его влияния [2].

Илин-Тасский дизъюнктив трассируется по границе сочленения Илин-Тасского антиклиналия с Индигиро-Зырянским прогибом вплоть до р. Индигирка. В зоне разлома наблюдается изменение кольцевидного рисунка магнитных аномалий и четкая гравитационная ступень. В среднем течении р. Индигирка он проявляется в виде зоны кливажирования шириной около 2 км. Плоско-

сти последнего падают на юго-запад под углами 60° . В верховьях рек Мятис и Бадяриха разлом прослеживается в виде сдвиговой зоны брекчирования мощностью до 300–400 метров, к которой под острым углом примыкают малоамплитудные надвиги [1].

В плане, разнонаправленная система Илин-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжена под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия в виде отдельных взбросов и надвигов. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно расположена зона растяжения морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Мома, где расположен кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын и отмечаются многочисленные минерализованные термальные источники подземных вод [2].

Система Момо-Селенняхских впадин, расположенная к юго-западу от Момского хребта, представлена цепочкой крупных межгорных (Верхнеселенняхской, Кыринской, Нижнемомской, Верхнемомской и др.) долин и рядом других небольших депрессий, сформированных в условиях растяжения. В структурном отношении они приурочены к нижнемеловому прогибу и выполнены мощной толщей вулканогенно-осадочных и лагунно-континентальных отложений верхней юры и нижнего мела. Осадки смяты в пологие складки субширотного простирания, осложненные складчатостью более высоких порядков. Эволюция структур в их пределах позволяет проследить сочетание признаков типично рифтовых структур (наличие коровой и мантийной неоднородности, высокий тепловой поток, базальтоидный вулканизм), а с другой стороны парагенезисы активных разломов и механизмы очагов землетрясений свидетельствуют об обстановке сжатия земной коры [2, 3].

Одним из основных факторов, свидетельствующих об активности протекающих здесь сейсмо-тектонических процессах являются проявления сейсмичности. Местные сейсмические события в зоне Черского диффузно располагаются в широкой (до 600 км) и протяженной (более 2000 км) полосе сейсмичности, которая от дельты р. Лены до Охотского моря пересекает все геологические структуры независимо от их простирания. Она соединяет сейсмические проявления в Арктическом и Тихоокеанском регионах и представляет часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса, разграничивающего Евразийскую и Североамериканскую литосферные плиты. [2, 3]. Здесь преобладают многочисленные мелкофокусные (глубина гипоцентров до 30 км.) слабые землетрясения с $M < 2$, отмечен и ряд крупных сейсмических катастроф (более 30) с $M > 5$ и интенсивностью в эпицентре до 7-9 баллов.

Выявлена определенная закономерность пространственного распределения очагов землетрясений в центральной части зоны Черского. Так, сгущение эпицентров, группирующееся вдоль разлома Улахан, продолжается на левобережье р. Индигирки, но затем вблизи $140-141^\circ$ восточной долготы круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом полоса эпицентров землетрясений пересекает почти вкрест простирания систему Момо-Селенняхской впадины и следует к Полоусному хребту. Следует особо отметить повышенную активность этого участка территории, где только в течение 1962-2013 гг. произошло 13 сильных событий с $M = 5,0-6,9$.

Детальное рассмотрение ориентации плоскостей сместителей и главных тектонических напряжений в очагах землетрясений свидетельствует о главенствующей роли в зоне Черского обстановки сжатия, действующей в направлении северо-восток–юго-запад по азимуту $30-80^\circ$. При этом выявлено, что в очагах землетрясений, зафиксированных в междуречье Индигирки и Колымы преобладают подвижки типа левого сдвига со взбросом, что совпадает с современными левобокowymi смещениями гидросети и геологических тел в областях влияния разломов Улахан, Чай-Юреинского и др. На левобережье р. Индигирки в субдолготной ветви сейсмичности, пересекающей систему Момо-Селенняхских впадин левые сдвиги сменяются правыми.

Таким образом, сейсмостектоническая зона Черского сформирована в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом). Здесь имеет место кинематическая обстановка, обусловленная взаимодействием сопряженных разнонаправленных сдвигов, установленных в северо-западной (Ильинь-Тасский) и юго-восточной (Арга-Тасский) частях Момского хребта. Подобные условия возможно смоделировать, если представить, что при сближении Североамериканской и Евразийской литосферных плит в северо-восточном направлении роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок, находящийся во фронтальной части Североамериканской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных левых и юго-восточных правых сдвигов, формирующих на своих окончаниях структуры взбросов и надвигов субдолготной ориентации. Закономерное развитие разломов противоположной кинематики расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное развитие левых и правых сдвигов), было детально изучено при рассмотрении структур возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [4, 6]. Предложенная модель современной геодинамики сейсмостектоническая зона Черского подтверждается особенностями развития современного рельефа, типами складчатых и сейсмостектонических дислокаций, морфокинематическими характеристиками сейсмогенных разломов, а также закономерности в проявлениях местных землетрясений и параметров их фокальных механизмов.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Грант N 12-05-00627-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой М.: Наука, 1979. 207 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмостектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 201 с.
3. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
4. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
6. Moores E.M. and Twiss R.J. Tectonics / W.H. Freeman and Company. New York, 1995. 415 p.

АНОМАЛИИ КОРРЕЛЯЦИИ РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

Казанский Б.А.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
г. Владивосток, bakaz@poi.dvo.ru*

Курило-Камчатская система «островная дуга – желоб» отличается аномальным строением в сравнении с другими системами Тихоокеанского кольца глубоководных желобов [2, 3]. Цель данного сообщения – показать, на основе анализа цифровых данных ЕТОРО 1', как эта аномальность проявляется в корреляции рельефа и гравитационного поля [1], чтобы можно было делать более обоснованные выводы о тектонических условиях формирования этой системы.

Анализ проводился по профилям, показанным на рис. 1, пересекающим Курильскую островную дугу и желоб до ложа океана (Северо-Западной котловины). Для 12 профилей, пересекающих систему ортогонально изолиниям рельефа, рассчитаны и построены графики площадной корреляции по 1-градусным трапециям, 8 из которых представлены на рис. 2 (графики для профилей 1-2 и 11-12 аналогичны приведенным графикам для профилей 3 и 10, поэтому не показаны). Каждая 1-градусная трапеция включает порядка 5000 точек корреляции, формирующих плотные кластеры (по 3 или 4 кластера для каждого из приведенных профилей), выделенные на рис. 2 оттенками серого (в оригинале – цветом), практически не перекрывающие друг друга. Для удобства сопоставления и анализа разных графиков на рис. 2 пунктиром показана референц-прямая с уравнением $h = 20\Delta g - 4000$ (м). Графики 3 и 10 типичны не только для Курило-Камчатского желоба, но и для соседних – Японского и Алеутского: островным склонам желобов соответству-

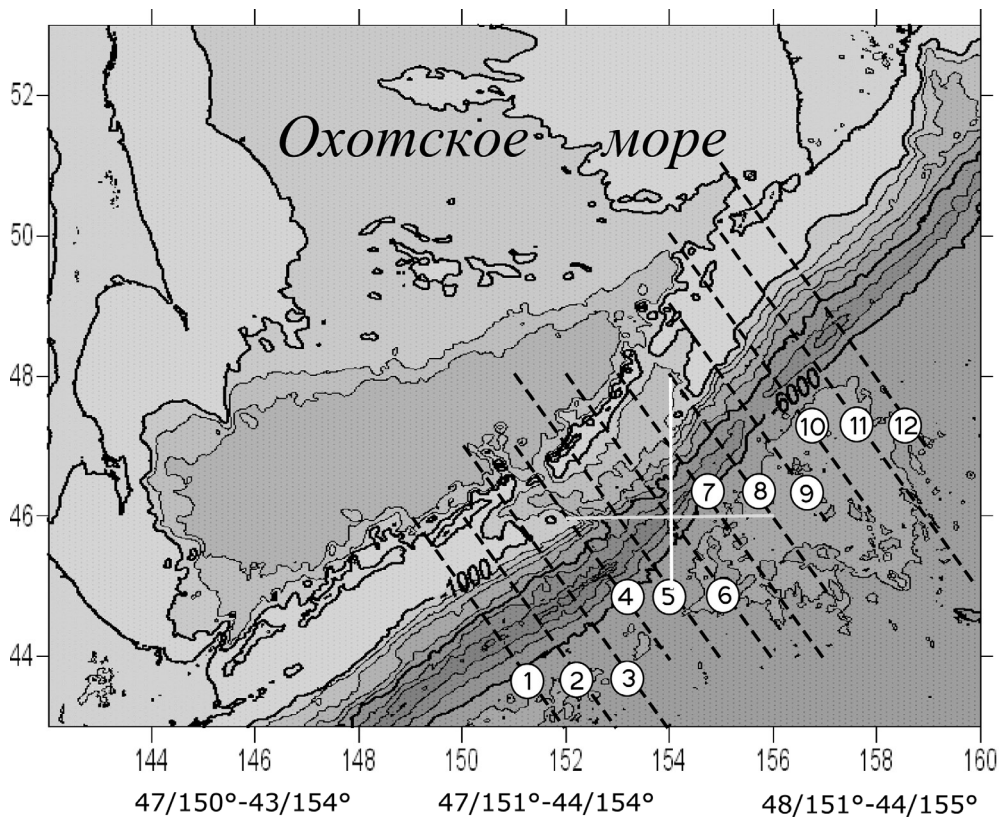


Рис. 1. Карта-схема рельефа Курило-Камчатского желоба с секущими профилями (пунктир и белые линии) анализа корреляции рельефа и гравитационного поля.

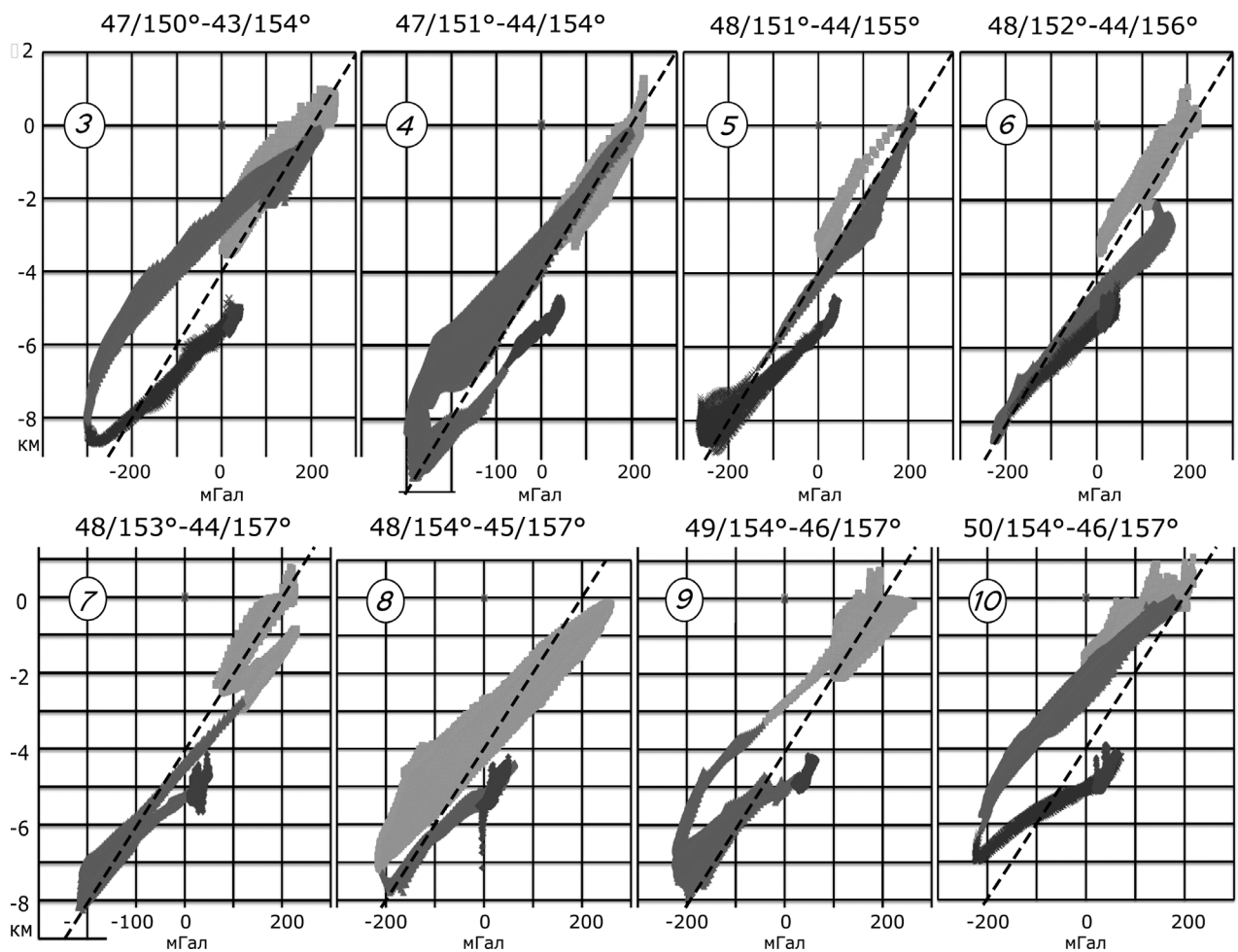


Рис. 2. Графики площадной корреляции рельефа и гравитационного поля на 8 ортогональных пересечениях Курило-Камчатского желоба. Над графиками указаны координаты концевых точек профилей (с.ш. и в.д. угловых точек 1-градусных трапеций). Пунктир – референс-прямая $h = 20\Delta g - 4000$.

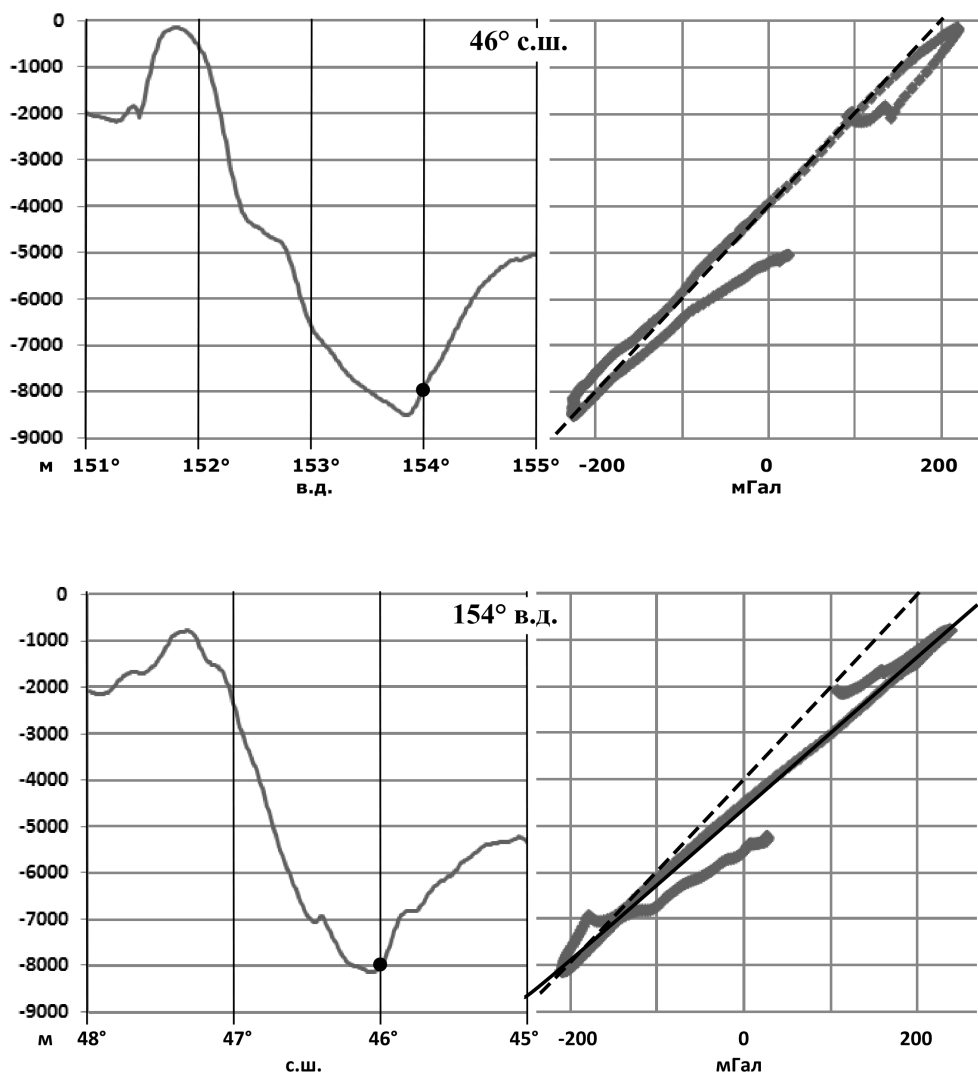


Рис. 3. Рельеф и батиметрия корреляции рельефа и гравитационного поля на широтном и долготном профилях через Курило-Камчатский желоб. Пунктир – референц-прямая $h = 20\Delta g - 4000$, сплошная прямая – линия регрессии для островного склона $h = 16,7\Delta g - 4640$, черный кружок – точка пересечения профилей.

ют выпуклые влево ветви графиков. Аномальными являются графики для профилей 4–8 между проливами Буссоль и Крузенштерна, пересекающих так называемую «сейсмическую брешь» [2]. Референц-прямая является аттрактором для кластеров корреляции как островного, так и океанического борта желоба в этой зоне, что свидетельствует о плотностной однородности литосферы до глубин порядка 8 км, как минимум. Примечательно, что все графики, кроме 10-го (где глубины не дотягивают до 8 км), проходят через характерные точки референц-прямой на глубинах 0 и 8 км, где $\Delta g = \pm 200$ мГал. Наименее компактные кластеры точек корреляции (на профилях 4 и 8) соответствуют мощным конусам выноса указанных выше проливов, наиболее компактные (самый темный оттенок на всех графиках) – Северо-Западной котловине.

На рис. 3 приведены графики рельефа и батиметрии корреляции рельефа и гравитационного поля на широтном (46° с.ш.) и долготном (154° в.д.) пересечениях Курило-Камчатского желоба (показанных белыми линиями на рис. 1). Линия регрессии для батиметрии корреляции островного склона желоба на широтном профиле с высокой точностью ($R^2 > 0,98$) совпадает с референц-прямой $h = 20\Delta g - 4000$, тогда как батиметрия корреляции долготного профиля полностью совпадает с графиком для профиля 7; линия регрессии для батиметрии островного склона $h = 16,7\Delta g - 4640$. Эти графики доказывают, что движение литосферных плит было практически строго в широтном направлении, т.е. под острым углом к простираению системы «дуга – желоб».

Выявленные аномалии корреляции рельефа и гравитационного поля в центральной части Курило-Камчатской системы дуга–желоб должны учитываться в реконструкциях геологических процессов для этого региона Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский Б.А. Анализ корреляции рельефа и гравитационного поля для реконструкции тектонических условий формирования дальневосточных морей // Физика геосфер: Восьмой Всероссийский симпозиум (мат. докл.). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2013. С. 269-271.
2. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике «сейсмической брешии» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 1. С. 5-19.
3. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // 2012. Т. 31. № 6. С. 35-43.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЯВАНСКОГО ЖЁЛОБА

Касаткин С.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, kasatkin99@mail.ru

Яванский (Зондский) глубоководный жёлоб находится в восточной части Индийского океана. Протягиваясь вдоль подводных склонов Андаманских островов, о. Суматра и о. Ява, он образует дугообразную границу между Евразийской (ЕА) и Индо-Австралийской (ИА) плитами (рис. 1А). Район Яванского жёлоба является одним наиболее сейсмически активных на планете. В этом месте ИА плита движется в северном направлении со скоростью около 59-68 мм в год [2] и погружается под ЕА плиту, формируя сейсмофокальную зону. Вектор движения ИА плиты (σ_1) и простирание жёлоба имеют различные углы встречи. На основе этого, выделены участки трёх направлений: субширотный (о. Ява), северо-западный (о. Суматра) и субмеридиональный (Андаманские о-ва). Исходя из структурно-геодинамической терминологии [3, 6 и др.], эти участки можно охарактеризовать следующим образом (рис. 1Б). 1) изгиб торошения – вектор движения совпадает с нормальной составляющей ($\sigma_1 \cong n_j$), что способствует развитию структур сжатия; 2) спрямлённый отрезок – вектор движения реализуется в виде нормальной (n_s) и тангенциальной (t_s) составляющих ($\sigma_1 = n_s + t_s$), что способствует проявлению сдвигов; 3) изгиб освобождения – вектор движения совпадает с тангенциальной составляющей ($\sigma_1 \cong t_\lambda$), что способствует развитию структур растяжения.

Однако, детальный кинематический анализ, основанный на данных расшифровок фокальных механизмов землетрясений [5], показал, что близповерхностная (коровая) геодинамическая характеристика разноориентированных участков жёлоба отличается от деформаций на соответствующих участках более глубоких уровней сейсмофокальной зоны.

У острова Ява, где направление движения ИА плиты практически перпендикулярно простиранию жёлоба (рис. 1А), генерируется субмеридиональное сжатие, под действием которого, наряду с надвиговыми (поддвиговыми) смещениями (рис. 2Е), обусловленными погружением слэба, формируется сопряжённая система сдвигов (рис. 2В). Сбросы (рис. 2И), находящиеся, на первый взгляд, в парагенетическом противоречии с направлением движения плиты, распространены преимущественно вдоль жёлоба, где они, вероятно, развиваются как структуры оползания. Примечательно, что сбросовые смещения также зафиксированы на глубинах 600 км и более.

Вдоль о. Суматра жёлоб простирается в СЗ направлении. Угол его встречи с вектором движения ИА плиты составляет около 45° (рис. 1А). Вследствие такого взаимодействия плит, здесь также образуется сопряжённая система сдвигов (рис. 2Б), среди которых наиболее развиты правосторонние. Ярким примером проявления последних является Суматранский разлом, прослеживающийся через весь остров. Вместе с тем, погружение слэба происходит в СВ направлении (субнормально простиранию жёлоба) и сопровождается преобладанием надвиговых (поддвиговых) смещений (рис. 2Д), с которыми сопряжены сбросы, имеющие подчиненное значение (рис. 2З).

Около жёлоба у Андаманских островов ИА плита подходит субпараллельно (рис. 1А), но вместо ожидаемого непосредственного скольжения вдоль жёлоба, формируются структуры правоступенчатого эшелонирования широко развитых здесь правых сдвигов СЗ простирания (рис. 2А).

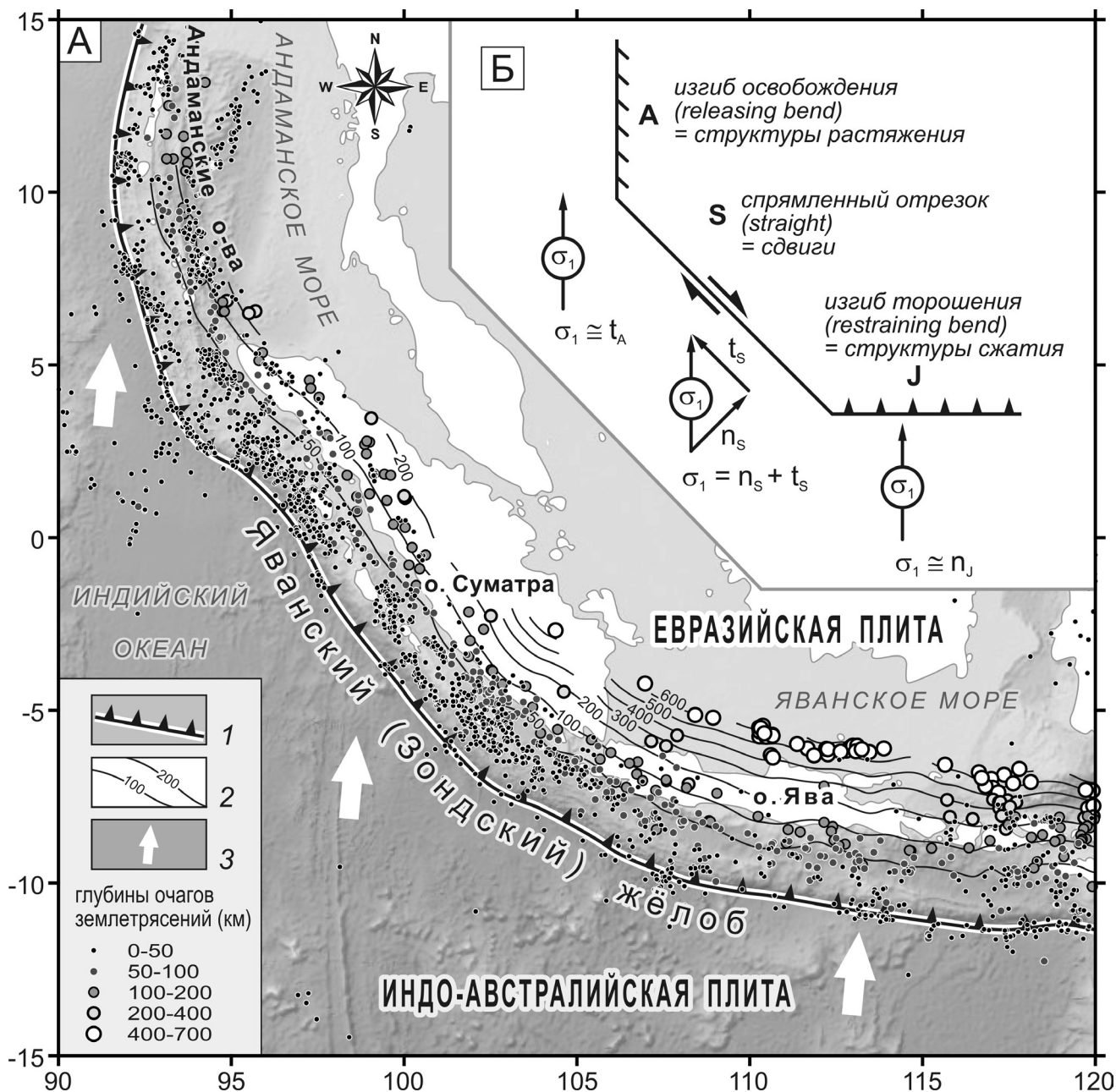


Рис. 1. Распределение очагов землетрясений ($M > 5$) в сейсмофокальной зоне Яванского жёлоба (А) и геодинамическая схема распределения напряжений и формирования структур на его разноориентированных участках: А – Андаманские острова, S – о. Суматра, J – о. Ява (Б).

1 – ось жёлоба (граница плит); 2 – изолинии кровли слэба, цифры – глубина (км); 3 – направление движения Индо-Австралийской плиты; σ_1 – вектор движения Индо-Австралийской плиты и его составляющие: нормальная (n) и тангенциальная (t). Объяснения в тексте.

При смещениях вдоль них развиваются сосдвиговые структуры растяжения СВ простирания (рис. 2Ж), представляющие собой дивергентные участки. В то же время, слэб погружается в ВСВ направлении (рис. 2Г), то есть, как и на других участках – субнормально простиранию жёлоба.

Представленные схемы демонстрируют, что независимо от простирания жёлоба сдвиги образуют сопряжённые системы, формирующиеся под действием субмеридионального сжатия, которое согласуется с главным вектором движения ИА плиты, а надвиговые (поддвиговые) смещения отражают доминирующее направление погружения слэба субнормально простиранию жёлоба на любом участке.

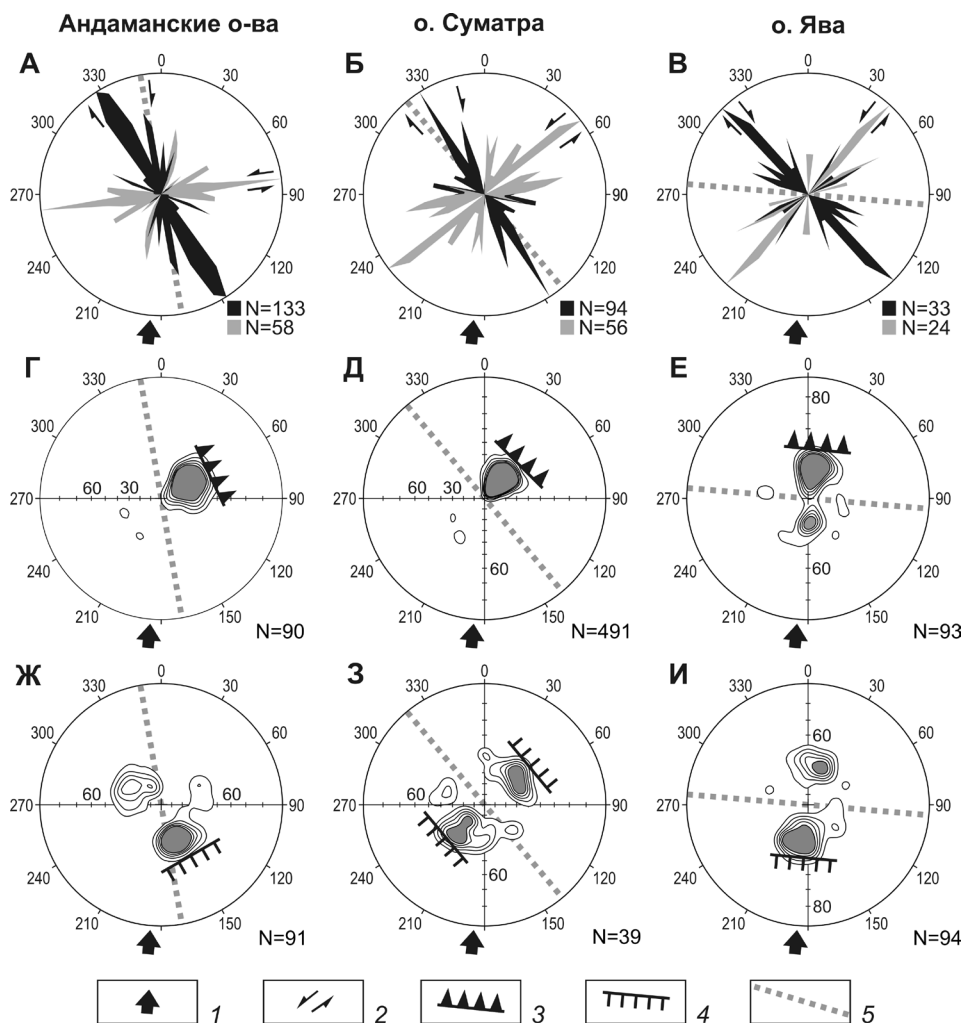


Рис. 2. Суммарные диаграммы ориентировок доминирующих типов смещений на разноориентированных участках сейсмофокальной зоны Яванского жёлоба.

А, Б, В – розы-диаграммы простираний правых (черное) и левых (серое) сдвигов; Г-И – проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа изолиний плотности полюсов надвиговых/поддвиговых (Г, Д, Е) и сбросовых (Ж, З, И) сместителей, изолинии проведены через 2%, темным выделен максимум 10 %; N – количество сейсмических событий.

1 – направление движения Индо-Австралийской плиты; 2 – направление смещения вдоль сдвигов; 3, 4 – генеральная ориентировка надвиговых/поддвиговых (3) и сбросовых (4) смещений; 5 – среднее простирание жёлоба на соответствующем участке. Объяснения в тексте.

Пространство хрупких дислокаций сейсмофокальной зоны, определяемое гипоцентрами землетрясений, в районе о. Ява достигает глубины почти 700 км, а под о. Суматра и у Андаманских островов редко более 200 км. Тем не менее, по данным сейсмотомографии [4], аномалии повышенных скоростей Р-волн, характеризующие слэб, прослеживаются в нижнюю мантию. Вероятно, такое затухание хрупких дислокаций с глубиной может быть обусловлено увеличением пластичности (за счет прогрева мантийными расплавами) интенсивно, подчеркнутыми, деформированными и, как следствие, легко проницаемыми породами слэба, в связи с чем, обеспечивается возможный принос глубинных элементов, что изменяет состав магматических расплавов.

Вполне возможно, что современная геодинамика и характер дислокаций на разноориентированных участках Яванского жёлоба, являются зеркальным отражением схемы формирования меловых структур восточной окраины Азии [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Дальнаука, 2006. 239 с.
2. Сайт геологической службы США (USGS): <http://neic/usgs/gov/>
3. Шерман С.И., Борняков С.А., Семинский Ж.В. и др. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
4. Chang Li et al. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 5. P. 1-21.
5. The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT): www.globalcmt.org
6. Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // *J. of Struct. Geol.* 1986. V. 8. N. 7. P. 725-735.

**ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ
КРЕМНЕВЫХ ПОРОД Сихотэ-Алиня (ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ):
СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕЗОЗОЙСКОЙ СУБДУКЦИИ ВДОЛЬ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ**

Кемкин И.В.^{1,2}, Кемкина Р.А.^{1,2}

¹*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, kemkin@fegi.ru*

²*Дальневосточный федеральный университет
г. Владивосток, rketkina@yandex.ru*

Кремневые породы достаточно распространенная группа осадочных образований, ассоциирующихся с юрско-раннемеловыми терригенными толщами Сихотэ-Алиньской складчатой области. Они слагают протяженные (до 40 км) различной мощности (от 20 до 150 м) тектонические пластины, чередующиеся с пластинами терригенных пород, реже базальтов, известняков и меланжевых образований [3 и др.]. В ходе биостратиграфического изучения кремневых пород в отдельных тектонических пластинах были описаны постепенные литологические переходы от собственно кремней к их глинистым разностям и, далее, к кремнисто-глинистым образованиям (кремнистым аргиллитам), а также от последних к терригенным породам через все промежуточные разности. На этом основании, а также с учетом палеонтологических данных, кремни, кремнисто-глинистые и терригенные образования были идентифицированы нами как разрозненные фрагменты некогда единого осадочного чехла океанической плиты, но разновозрастных, т.е. разноудаленных от центра спрединга, ее участков. Такие кремнисто-терригенные последовательности именуется Oceanic Plate Stratigraphy Sequences [например, 5 и др.], т.е. совокупность отложений океанической плиты, накопившихся на ней в ходе ее дрейфа от места зарождения (зона спрединга срединно-океанических хребтов) до места захоронения (зона субдукции). Присутствие палеоокеанических образований в структуре континента было объяснено субдукцией в мезозое Палеотихоокеанской океанической плиты (некоторые геологи называют ее плита Иванаги) и частичной аккрецией фрагментов ее 1-го и 2-го слоя к восточной окраине Палеоазиатского континента [3, 4 и др.]. На океаническую природу кремней указывают также их седиментологические и фаунистические характеристики. Они представляют собой типичные планктоногенные (биогенные) отложения, лишенные терригенной примеси, которые при незначительной мощности (до 100 м) охватывают возрастной интервал в 70-100 млн. лет. Низкие скорости седиментации (1-1,5 мм в 1000 лет), а также тесная связь с толеитами СОХ-типа указывают на накопление их в удаленных от континентов частях палеоокеана, с глубинами большими уровня карбонатной компенсации.

Вместе с тем, ряд исследователей [1, 2 и др.] продолжают считать кремневые породы образованиями окраинно-континентального моря, располагавшегося в триас-юрское время на территории современного Сихотэ-Алиня, отрицая, таким образом, важную роль в формировании структуры последнего мезозойских субдукционно-аккреционных процессов.

Данная работа имеет целью продемонстрировать дополнительные неопровержимые свидетельства океанической природы кремневых образований Сихотэ-Алиня и, соответственно, тектонического (посредством аккреции) вхождения их в структуру континента. Такими дополнительными данными являются геохимические характеристики кремневых пород, включающие как соотношения основных (петрогенных) элементов, так и распределение микро- и редкоземельных (РЗЭ) элементов, а также рассчитанные величины цериевой аномалии, являющиеся надежными индикаторами фациальных обстановок седиментации и накопления морских донных осадков [6, 7 и др.].

Многочисленные данные последних десятилетий по геохимии современных морских донных осадков (включая и океанические), а также древних кремнисто-глинистых пород позволили выя-

вить определенные закономерности в распределении некоторых химических элементов. В частности, установлено увеличение суммарного содержания РЗЭ в направлении от континентальных окраин в пелагические области. При этом, на фоне общего увеличения содержаний РЗЭ, отмечается деплетированность (или дефицит) легких РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ. Особенно четко это фиксируется для церия (Ce), обладающего двумя степенями окисления. Такое геохимическое свойство Ce в водах различных частей океана обуславливает то, что пелагические отложения характеризуются хорошо проявленной отрицательной Ce аномалией, в то время как осадки приконтинентальных частей океанов слабо выраженной или отсутствием таковой (отрицательная или положительная Ce аномалии определяются, соответственно, как величина меньше или больше 1). В пределах спрединговых хребтов в океанах, где морские воды подвержены влиянию гидротермальных металлоносных растворов, концентрации Ce еще ниже, чем в водах абиссальных районов, за счет сорбции его оксигидроксидами Fe, Mn и других металлов, что обуславливает экстремально низкое значение Ce аномалии в донных осадках этой части океанов.

На основании многочисленных данных по распределению РЗЭ в современных донных осадках и древних кремнисто-глинистых породах Марри с соавторами [6, 7 и др.] рассчитали средние величины Ce аномалии для различных океанических фациальных зон. Так для пелагических осадков, накапливающихся в 400 км зоне от спрединговых хребтов, величина Ce аномалии изменяется от 0,14 до 0,36 и в среднем составляет 0,29 (резко проявленная отрицательная аномалия). Для осадков абиссальных районов средняя величина составляет 0,55 (разброс значений от 0,23 до 1,06) – умеренная отрицательная аномалия. Для приконтинентальных областей седиментации среднее значение Ce аномалии равняется 1 (от 0,90-1,20), т.е. слабо отрицательная и положительная.

Геохимические особенности Сихотэ-Алиньских кремневых пород были изучены на примере Беневского разреза (нижний структурный уровень Таухинского террейна позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы), который обнажен в борту безымянного ручья – 4 правого притока р. Беневка. Здесь на толеитовых базальтах СОХ-типа залегают собственно кремни, постепенно переходящие выше по разрезу в глинистые кремни, а затем в кремнистые аргиллиты, которые, в свою очередь, также постепенно сменяются аргиллитами, далее алевролитами и, наконец, переслаиванием алевролитов и песчаников.

Результаты геохимического изучения кремневых пород показали, что величина отрицательной Ce аномалии (Ce/Ce^*) в ряду кремней – кремнистый аргиллит закономерно уменьшается от 0,34 до 0,92, свидетельствуя о том, что накопление этих пород осуществлялось в пелагической области палеоокеана, но в разных ее частях. Самая нижняя часть кремневого разреза (первые 4 м) накапливалась в пределах 400 км зоны от спредингового хребта. Выше лежащие кремни (следующие 3 м), в соответствии с величиной Ce/Ce^* , формировались в пелагиали, но в непосредственной близости от 400 км зоны. Для наращивающих разрез выше кремней и сменяющих их глинистых кремней (следующие 18 м) по величине Ce/Ce^* последовательно реконструируется обстановка пелагиали и переходной части пелагиали к приконтинентальной области седиментации. Последним 12-ти м кремневого разреза, в пределах которых глинистые кремни постепенно сменяются кремнистыми аргиллитами, по геохимическим характеристикам соответствует часть палеоокеана, непосредственно примыкающая к приконтинентальной области седиментации (вероятно зона перегиба и верхняя часть океанического склона желоба). Для пород этой части разреза отмечается слабовыраженная отрицательная Ce аномалия.

Полученные данные значений Ce аномалии и других не рассмотренных здесь геохимических характеристик (соотношения основных петрогенных элементов между собой и с РЗЭ) показывают, что накопление кремневых пород Беневского разреза осуществлялось на первых этапах в прилегающей к спрединговому хребту зоне, затем в пределах абиссальной равнины, а завершилось в краевой части палеоокеана, непосредственно примыкающей к приконтинентальной области седиментации. Последовательная смена фациальных обстановок в процессе фор-

мирования кремневых пород рассматриваемого разреза убедительно свидетельствует в пользу спрединга океанического дна и дрейфу палеоокеанической плиты вместе с накапливающимися на ней кремнистыми осадками, которые перемещали рассматриваемый стратиграфический разрез через различные океанические фациальные зоны. Присутствие палеоокеанических образований (кремневых пород) в современной структуре континентальной окраины связывается с частичной аккрецией фрагментов осадочного чехла палеоокеанической плиты к окраине континента в ходе ее субдукции.

Результаты проведенных геохимических исследований в совокупности с данными о возрасте пород и скорости седиментации позволяют, с определенной долей условности, оценить и размеры палеобассейна, в котором накапливались кремневые породы Беневского разреза. Например, часть рассматриваемого кремневого разреза, фиксирующая переход от кремней к глинистым кремням (интервал между пробами Бе-12/1 и Бе-11), составляет порядка 4 м, а время, в течение которого они накопились, согласно данным радиоляриевому анализу, около 2 млн. лет. Следовательно, скорость кремненакопления составляла около 2 мм в 1000 лет. Учитывая величину Се аномалии в пробе Бе-15/1, можно утверждать, что первые 4 м кремневого разреза накопились в ходе перемещения данного участка океанической плиты от центра спрединга на 400 км. Если допустить, что скорость седиментации существенно не менялась, то эти 4 м также накопились за 2 млн. лет. Т.е., за 2 млн. лет океаническая плита прошла 400 км. Это означает, что скорость движения океанической плиты составляла около 20 см/год, что, кстати, согласуется с данными Енgebретцена [8] для раннего мела. Общее время кремненакопления, согласно опять же данным радиоляриевому анализу, 13-14 млн. лет. Отсюда следует, что палеоокеаническая плита прошла расстояние от центра спрединга до зоны субдукции (приконтинентальной области седиментации) около 3000 км. А это составляет примерно 1/3 ширины современного Тихого океана на траверсе от Токио до Лос-Анджелеса.

Таким образом, полученные геохимические данные позволяют реконструировать три последовательные седиментационные обстановки формирования кремневых пород, которые соответствуют около спрединговой, пелагической и периферийной (непосредственно примыкающей к приконтинентальной области осадконакопления) частям океана, что указывает на значительное горизонтальное перемещение океанического дна, на котором осуществлялось кремненакопление. Очевидно, что приведенные результаты исследований абсолютно не подтверждают идею об окраинно-континентальном происхождении кремневых пород Сихотэ-Алиня, а свидетельствуют о тектоническом механизме включения их в структуру континента (посредством субдукционно-аккреционных процессов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
2. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В. Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня. Доклады РАН, 2012. Т. 444. № 4. С. 412-416.
3. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
4. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое. Вестник ДВО РАН, 2003. № 6. С. 99-116.
5. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan. // Tectonophysics, 1990. V. 181. № 1/2. P. 179-205.
6. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. Sediment. Geology, 1994. V. 90. P. 213-232.
7. Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Ruth III G.P. Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale. Geology, 1990. V. 18. P. 268-272.
8. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin. // Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. paper. 1985. V. 206. P. 1-59.

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВОЙ ВОСТОЧНОАЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ РОССИИ

Кириллова Г.Л.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
г. Хабаровск, kirillova@itig.as.khb.ru*

Тектоно-седиментационная модель континентальной окраины юго-восточной России изменяется по мере ассимиляции новых материалов по стратиграфии, тектонике, петрологии, геохимии и геофизике. Появляются новые идеи и интерпретации [2, 4-6].

Структурный каркас окраины формировался под влиянием глобальных и региональных процессов. Взаимодействие и реорганизация крупных литосферных плит индуцировали внутриплитные тектонические процессы. Современная континентальная окраина представляет собой гетерогенный коллаж континентальных блоков, часть из которых оторвана от Гондваны, часть представлена фрагментами вулканических дуг, связанных с разными стадиями закрытия Тетиса.

Согласно новым глобальным реконструкциям большого коллектива авторов на последние 200 Ма [6], 140 млн. лет назад (берриас) плита Изанаги почти ортогонально субдуцировала под Евразийскую плиту. Вдоль зоны субдукции существовал обширный морской бассейн, где накапливались океанические осадки (кремни, базальты, пелагические известняки), осадки склонов (турбидиты) и песчано-глинистые осадки шельфа. На Евразийской плите в это время образовались эшелонные грабенные впадины вдоль северо-северо-восточной системы сбросо-сдвигов, которые заполнялись песчано-глинистыми угленосными осадками (бассейны Сунляо, Буреинский).

Вследствие косой субдукции плиты Изанаги в валанжине начались левосдвиговые перемещения и формирование трансформной континентальной окраины. В это время к континентальной окраине причленился Анюйский блок метаморфизованных пород [1]. Активно перемещался на север Охотоморский блок [7]. Довольно часты горизонты олистостром, обнаруженные на разных стратиграфических уровнях и приуроченные к зонам крупных послонных срывов.

Тектонические движения ещё более усилились в готериве и сопровождались локальными коллизиями, что вызывало поднятие крупных блоков, перерывы в седиментации [1].

120 млн. лет назад (апт) близкая к ортогональной конвергенция плит Изанаги и Евразийской сменилась на трансформную. Плита Изанаги смещалась со скоростью 20,7 см/год. Аккреция и магматическая деятельность были умеренными [3]. Но скорость седиментации в образовавшихся за- и преддуговых присдвиговых бассейнах возросла. Мощность позднеготеривских-альбских отложений достигала 5,5 км.

В альбе срединно-океанический хребет, разделявший плиты Тихоокеанскую и Изанаги, ортогонально погружался под Восточноазиатскую окраину в районе расположения нынешнего о. Хонсю. Охотоморский блок, входивший в плиту Изанаги, в интервале 100-89 млн. лет, причленился к Восточноазиатской окраине, но продолжал скольжение на север [7].

Середина альба – время прекращения аккреции, субдукции в рассматриваемом регионе и начало коллизии блоков, формирования над сутурами вулканогенных поясов (Восточно-Сихотэ-Алинского, Охотско-Чукотского) и покровных терригенных комплексов.

Однако восточнее орогенические процессы продолжались. Продолжалось также скольжение Охотоморского блока на север, и только в интервале 89-83 млн. лет (турон-сантон) он окончательно причленился к окраине Сибири [6]. Зона субдукции в пределах блока переместилась на восточное побережье Камчатки [3].

Таким образом, ключевыми элементами тектоно-седиментационной модели формирования Восточноазиатской континентальной окраины юго-восточной России являются: косая субдукция плиты Изанаги под Евразийскую плиту, система сдвигов и раздвигов, вызванных этими процес-

сами, вдоль которых заложилась осадочные бассейны; коллизионные процессы в середине мела; косое скольжение Охотоморского блока вдоль Восточноазиатской окраины.

Создание непротиворечивой тектоно-седиментационной модели формирования Восточноазиатской окраины юго-восточной России будет содействовать адекватному моделированию углеводородных систем осадочных бассейнов этого региона.

Исследования выполнены в рамках проектов 12-I-П 27-06, 12-II-СУ-08-009, проекта IGCP ЮНЕСКО 608.

ЛИТЕРАТУРА

1. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Аннойский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 1994. № 6. С. 3-24.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003. № 6. С. 7-41.
3. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terbayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island arc N 6. 1997. P. 121-142.
4. Metcalfe J. Gondwana dispersion and Asia accretion: Tectonic and paleogeographic evolution of eastern Tethys // Journal of Asia Earth Sciences 66 (2013). P. 1-33.
5. Ren J., Tamaki K., Li S., Zhang J. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas // Tectonophysics 344, 2002. P. 175-205.
6. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S, Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Science Reviews 113 (2012). P. 212-270.
7. Yang Y.T. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constrains on the plate reorganization of the North West Pacific // Earth-Science Reviews 126 (2013). P. 96-115.

ПРИЗНАКИ КАЙНОЗОЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В СТРУКТУРАХ ГРАНИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

Лепешко В.В., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И.

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, lep@poi.dvo.ru*

Изучение кайнозойских процессов эволюции земной коры крайне важно для решения многих проблем, связанных с человеческой деятельностью. Основные из них – прогнозирование запасов минерального сырья, тенденций изменения климата, аномалий тектонической активности, и все они прямо и косвенно связаны с тектогенезом и экзоморфогенезом кайнозоя. Большинство кайнозойских тектогенных и экзогенных процессов нашли отражение в строении земной коры в виде ее неоднородностей как результата взаимодействия этих процессов при доминанате тектонических сил, направления и интенсивность которых менялись в ходе эволюции Земли. Последствия таких движений, выраженные в современном строении коры структурными парагенезами, дают представление о динамике её эволюции [6]. Признаки направлений и интенсивности тектонических процессов весьма согласованно отразились в структурах граничных поверхностей земной коры: верхней, нижней (раздел Мохо) и подошве осадочного чехла. В данной работе показаны методы и некоторые результаты изучения динамики коры по рельефу её граничных поверхностей.

По формам и взаиморасположению элементов структур граничных поверхностей определялись направления, последовательность и интенсивность деформаций в объёме земной коры и верхней мантии. Поверхности изучались по интерпретированным данным спутниковой альтиметрии, многолучевого эхолотирования [4, 5], сейсмического профилирования [1, 2] и комплексных геолого-геофизических методов [1-3].

Тектонические деформации моделировались путём стереометрических построений по структурным рисункам верхней и нижней поверхностей земной коры с учётом строения акустического

фундамента современных отложений и осадочного чехла. В основе интерпретации морфотектоники неоднородностей в объёме земной коры лежат сходства и различия топоповерхностей их верхних и нижних структурных границ. Их формы в сочетании с ассоциирующими с ними структурами (парагенезами) являются результатом воздействия тектонических сил, влияющих на образование, изменения и расположение самих форм. Так, например, протяжённые складчатые и псевдоскладчатые формы образуются при достаточной величине сил поперечного сжатия. В структуре таких форм можно обнаружить признаки сингенетичного сжатия продольного растяжения, в виде эшелона поперечно или диагонально ориентированных элементов. Участки изометричных, относительно ровных поверхностей сопряжены с достаточно длительной геомеханической стабильностью в их пределах. Аналогичные участки с разнообразными разноориентированными нарушениями фоновой кривизны поверхности свидетельствуют о деформациях в пределах отсечённых тектоническими границами участков или деформациях сингенетичных формированию этих границ.

Направления действия нормальных и тангенциальных составляющих сил, приложенных к границам участков или к парагенезам земной коры, выявляются по ориентировкам границ в плане и разрезе. Результирующие направления выявляются по их строению и кинематическим отношениям с окружающими структурами.

Земная кора в регионе характеризуется следующими статическими и кинематическими тенденциями строения её граничных поверхностей. 1. Структурные рисунки изображений верхней и нижней поверхностей земной коры неоднородны, состоят из участков относительно изометричных форм, разделённых протяжёнными формами. Границы таких участков обеих поверхностей совпадают или почти совпадают в плане. Это позволяет предполагать наличие соединяющих их тектонических границ в толще коры в разрезе. 2. В построенных разрезах прослеживается обратное отношение форм верхней и нижней поверхностей земной коры: над прогибами поверхности Мохо положительные формы рельефа земной поверхности, а над выпуклостями – отрицательные. Такое отношение не объясняется только изостатическим эффектом, что видно из кинематических закономерностей строения граничных поверхностей. 3. Кинематические закономерности строения граничных поверхностей отражают направления и последовательность действий тектонических сил, создавших формы и парагенезы форм земной коры.

Структурные парагенезы на граничных поверхностях генетически связаны не только с деформациями земной коры, но и с экзоморфогенезом, и с мантийными процессами. Однако и эти процессы влияют на строение поверхностей через деформации. Сравнительный анализ параметров и структур форм коры указывает на увеличение её мощности при плоском сжатии над прогибами Мохо и уменьшение мощности в условиях плоского растяжения над выпуклостями. То есть, мощность коры зависит от деформаций верхней мантии. Геологическое строение и рельеф верхней поверхности коры и акустического фундамента зависят как от деформаций коры, так и от экзогенных процессов. Это позволяет проследить последовательность смены геомеханических обстановок в регионе.

На рис. представлена схема структурных парагенезов неоген-четвертичного этапа деформаций земной коры региона – этапа формирования современного рельефа. За это время механические напряжения в земной коре сформировали структуру, сочетающую зоны с высокой концентрацией деформаций и разделённые ими участки, где деформации проявлены слабее. На земной поверхности зоны концентрированных деформаций представлены контрастным рельефом. Здесь тесно сближены хребты и впадины. На разделе Мохо им соответствуют ступени, осложнённые прогибами и поднятиями. Эти ступени разделяют обширные области, занимающие разные интервалы глубин и различающиеся структурными рисунками рельефа, имеющими донеогеновое формирование. В объёме коры зоны концентрированных деформаций проявляются как протяжённые зоны сближенных субпараллельных и сопряжённых с ними разнонаправленных тектонических

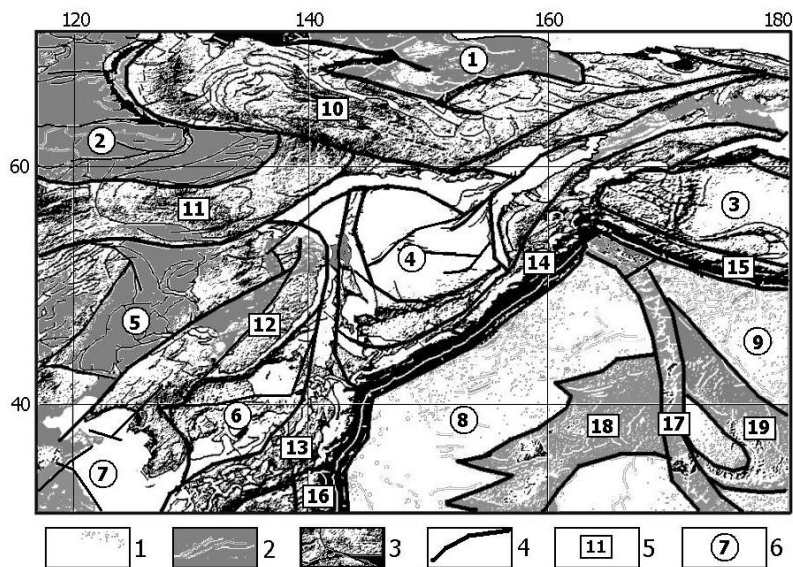


Рис. Схема неоген-четвертичных парагенезов деформаций земной коры в Азиатско-Тихоокеанском сочленении.

1-2 – области рассредоточенных и относительно слабых деформаций: 1 – в морях и тонкой коре океана, 2 – в материковой коре и утолщениях океанической коры; 3 – области концентрации деформаций; 4 – границы ассоциаций структурных парагенезов; 5-6 – номера ассоциаций структурных парагенезов: 5 – утолщения коры в условиях поперечного сжатия, 6 – двусосного растяжения или сохранения относительно стабильного состояния.

нарушений. Исключение составляют зоны, связанные с подводными и островными океаническими поднятиями (номера 17-19 на рис.). Их деформации не столь сконцентрированы, как в зонах коллизий, но выделяются на верхней и нижней границах коры. При этом поднятие Императорского хребта (17) тектонически ограничено позднее, чем отсекаемые им образования (18 и 19).

Области рассеянных деформаций (обозначены на рисунке цифрами в кружках) обрамлены зонами концентрированных деформаций. Каждая такая область имеет собственный, характерный для её геологической истории структурный рисунок земной поверхности и раздела Мохо. В рельефе земной поверхности эти области представлены пенепленом и равнинами на суше, участками дна со слабо расчленённым рельефом в морях, абиссальными равнинами в океане. Поверхность акустического фундамента под осадочным чехлом имеет, как правило, резко расчленённый рельеф, сформированный в условиях одноосного сжатия по сменяющимся двум и более направлениям. Сменяющимися деформациями образован, «сотовый рельеф» [4] акустического фундамента под шельфом Берингова, Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей.

Таким образом, кайнозойские деформации отразились в рельефе граничных поверхностей земной коры двумя типами структурных рисунков: протяжёнными зонами концентрации деформаций неоген-четвертичного возраста и областями рассредоточенных деформаций с реликтами донеогенового развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
2. Злобин Г.К., Ильев А.Я., Злобина Л.М. Природа и положение поверхности фундамента чехла охотского моря по данным ГЗС и МОВ ОГТ // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 4. С. 3-17.
3. Кулинич Р.Г. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии М.: Наука, 1989. 256 с.
4. Сваричевский А.С. Рельеф кровли акустического фундамента в Охотском море // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 77-87.
5. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
6. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока М.: Наука, 1977. 256 с.

ОБСТАНОВКИ МЕЛОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Малиновский А.И.

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

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеографических и палеогеодинамических обстановок формирования и эволюции осадочных бассейнов, фрагменты которых устанавливаются в террейнах древних орогенных поясов, аккрецированных к восточной окраине Евразийского континента. В рамках этой проблемы особое внимание привлекают бассейны пространственно и генетически связанные с режимом скольжения литосферных плит [1, 4]. Примером бассейна такого типа является мел-кайнозойский Западно-Сахалинский террейн, образованный толщами осадочных и вулканогенно-осадочных пород общей мощностью до 17000 м.

Западно-Сахалинский террейн располагается на территории Западно-Сахалинских гор. Границами его являются Западно-Сахалинская на западе и Тымь-Поронайская на востоке системы разломов. Южным продолжением прогиба считается прогиб Исикари на о. Хоккайдо.

Относительно палеотектонической обстановки формирования отложений террена существуют самые разнообразные точки зрения. В последнее время террейн рассматривался Л.М. Парфеновым, Б.А. Натальиным, С.В. Зябровым, [2] как фрагмент преддугового прогиба как для Монероно-Самаргинский островной дуги, так и для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. В.В. Голозубовым, на основании анализа геометрических соотношений края континентальной плиты и прилегающей океанической плиты, высказано предположение о формировании Западно-Сахалинского террейна в обстановке связанной с трансформным скольжением литосферных плит.

Объектами исследования в террейне являлись меловые в различной степени дислоцированные и хорошо датированные отложения от апта до дания, с разрывом, но без углового несогласия перекрывающиеся кайнозойскими образованиями. Меловые отложения террейна общей мощностью около 4900 м представлены преимущественно морскими терригенными и вулканогенно-осадочными породами (алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфами, тефроидами) айской, найбинской, быковской и красноярковской свит – на юге, и побединской, тымовской, верблюжегорской, арковской, жонкьерской и красноярковской – на севере.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования отложений Западно-Сахалинского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород. Песчаники террейна по составу породобразующих компонентов однородны и относятся, главным образом, к кварц-полевошпатовым, и, реже к полевошпатово-кварцевым грауваккам. Кварца в породах не более 40 %, полевых шпатов до 60 %, а среди обломков пород преобладают кремнистые, терригенные и эффузивные породы, редко встречаются кварциты и слюдястые сланцы. Такой набор породобразующих компонентов позволяет предполагать, что главными источниками кластики были размывавшиеся древние осадочные и метаморфические породы, кислые и основные вулканиты.

Палеогеологическая интерпретация состава породобразующих компонентов свидетельствует, что песчаники вероятнее всего накапливались в бассейне сопряженном с континентальной окраиной, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, основным же источником обломочного материала была размывавшаяся зрелая энциалическая островная дуга.

Все тяжелые обломочные минералы, обнаруженные в породах Западно-Сахалинского террейна, с известной долей условности, можно разделить на две ассоциации. В первую, составляющую в до 80 % всех тяжелых минералов, входят типичные сиалические (гранитно-метаморфические)

минералы – циркон, гранат, турмалин, апатит, рутил, анатаз. Основной минерал ассоциации – циркон, в некоторых пробах его до 80 % всей минералов. Во вторую, фемическую ассоциацию, находящуюся в резко подчиненном количестве – до 26 %, входят минералы вулканокластики: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ положения ассоциаций тяжелых минералов песчаников террейна на дискриминационной диаграмме MF-MT-GM [6] свидетельствует, что на осадконакопление наибольшее влияние оказывал размывавшийся континентальный сиалический гранитно-метаморфический источник и (или) выступы сиалического фундамента островной дуги. Эти источники формировали преобладающую сиалическую ассоциацию. Дополнительным источником кластики были вулканиты самой дуги, образовавшие фемическую ассоциацию.

Тип вулканических источников питания можно определить по микрохимическому составу некоторых обломочных минералов: клинопироксенов, хромитов и гранатов. Клинопироксены прогиба по составу соответствуют в основном диопсиду и авгиту, а на дискриминационных диаграммах попадают преимущественно в поля соответствующие базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна, вероятно входивших в состав основания дуги. Хромиты из отложений террейна по содержанию титана разделяются на два типа: низкотитанистые (TiO_2 менее 1 %), источником которых, вероятно, были магматические породы офиолитов, и высокотитанистые (TiO_2 более 1,5 %), источником которых могли быть щелочные внутриплитные базальты. Гранаты по составу относятся, главным образом, к альмандину и лишь иногда содержат гроссуляровую либо спессартиновую составляющую. По составу они соответствуют преимущественно гранатам из метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также из кислых интрузивных пород. Вероятно, источником гранатов была зрелая континентальная земная кора, в строении которой участвовали достаточно глубоко метаморфизованные породы и гранитоиды.

По химическому составу западно-сахалинские песчаники довольно однородны и в целом относятся к грауваккам. По литохимическим особенностям песчаные породы характеризуются 1) невысоким уровнем зрелости, что свидетельствует об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания, 2) низким показателем фемичности, по которому они занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами, 3) невысокой титанистостью, свидетельствующей о незначительной доле примеси в их составе основной вулканокластики, и 4) относительно высокой нормативной щелочностью за счет примеси сиалического материала. Глинисто-алевритовые породы по химическому составу в целом близки песчаникам, но в связи с тем, что в них, по сравнению с песчаниками, больше глинистых минералов и меньше обломочных компонентов, они содержат больше Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O , но меньше кремнекислоты и Na_2O .

Палеотектоническая интерпретация химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород, проведенная на основании известных методик [3, 5], свидетельствует об их формировании в бассейнах, либо связанных с активными континентальными окраинами, осложненными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, либо сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре.

Изучение особенностей строения разрезов меловых отложений Западно-Сахалинского террейна позволяет говорить о накоплении осадков в морских обстановках как мелководных, о чем свидетельствуют их текстурные особенности, присутствие грубообломочных пород и остатки мелководной фауны, так и в значительно более глубоководных. Среди глубоководных отложений выделяются толщи двух типов: 1) глубоководных илов, накапливавшиеся в относительно спокойных условиях бассейновой равнины и нижней части континентального склона и 2) турбидитов, формировавшихся в широком спектре обстановок, преимущественно в более проксимальных частях континентального склона. Главными агентами транспортировки обломочного мате-

риала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения. Полученные С.В. Зябревым [2] данные свидетельствуют о восточном направлении движения этих потоков.

Таким образом, строение и вещественный состав терригенных пород Западно-Сахалинского террейна свидетельствует, что в меловое время основным источником питания была островная дуга, развитая на зрелой континентальной коре. Такой дугой могла быть располагавшаяся к западу Монероно-Самаргинская дуга, а точнее фрагмент ее задугового бассейна – Кемский островодужный террейн, аккрецированный к моменту заложения прогиба к восточной окраине Евразийского континента. Вместе с тем, в состав питающей провинции, вероятно, входили и размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной земной коры, а также фрагментами древних аккреционных призм, в строении которых участвовали офиолиты и кремни. Такой «смешанный» состав кластики, вероятно, является главным и характерным признаком седиментации в бассейнах, связанных с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит.

Таким образом, мощные толщи терригенных отложений террейна, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на шельфе, подводном континентальном склоне и у его подножия, а также на прилегающих участках бассейновой равнины. Седиментация происходила вдоль границы континент-океан на фоне крупномасштабных левосторонних трансформных скольжений плиты Иванаги относительно Евразийского континента.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00119-а и проекта ДВО РАН № 12-1-0-ОНЗ-07.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. **Зябрев С.В.** Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1992. 25 с.
3. **Bhatia M.R.** Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
4. **Khanchuk A.I.** Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // *Earth Science*. 2001. V. 55. N. 5. P. 275-291.
5. **Maynard J.B., Valloni R. & Yu H.S.** Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Leggett J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins* / Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1982. Part 2. P. 551-61.
6. **Nechaev V.P.** Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // *Marine Geology*. 1991. V. 97. P. 167-190.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Медведева С.А.

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

Буреинский осадочный бассейн (ББ) расположен на северо-восточной окраине Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива и ограничен с востока Чегдомыньским выступом. Он является краевым прогибом [2]. Разрез юрских отложений в центральной части ББ состоит из нижнеюрской дешской (J_1ds), среднеюрских синкальтинской (J_2sn), эпиканской (J_2ep), эльгинской (J_2el), чаганыйской (J_2cg), талынжанской ($J_{2-3}tl$) и верхнеюрской дубликанской (J_3db) свит [1]. Меловой разрез представлен солонийской (K_1sn), чагдамыньской (K_1cg), чемчукинской (K_1cm), иорекской (K_1jr) и кындальской ($K_{1-2}kn$) свитами.

Бассейн выполнен переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, их известковистых и туфогенных разностей, туфов и туффитов кислого состава. Прослой и линзы углистых пород, углей и бентонитовых глин присутствуют в верхней части разреза. Возраст отложений определен по ископаемой фауне и флоре. Мощность юрских отложений варьирует от 4300 до 7500 м, меловых – от 2500 до 3500 м.

Опробование коренных выходов пород было проведено в выемках и карьерах БАМа и автомобильных дорог в междуречье Солони – Ургал в 2009 и 2011 гг.

Песчаники состоят из обломков кварца, калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов, биотита, серицита, различных пород (петрограф М.К. Жевержеева). Обломки пород – это вулканиты кислого, среднего, редко основного, составов, вулканические стекла, фельзиты, мелкозернистые граниты, аплиты, реже кварциты, алевролиты, аргиллиты. Обломки угловатые.

Акцессорные минералы представлены единичными зернами циркона, сфена, граната (?), цоизита, глауконита, апатита, турмалина, роговой обманки, эпидота, амфибола, пироксена, хлорита, монацита, а также рудным – 1-2 до 5 %. Иногда отмечены кальцит + сидерит – до 5 %, кальцит – до 5 %, хлорит – до 1 %. Цемент базальный, поровый, пленочный, по составу – кварцевый регенерационный, железистый, гидрослюдистый, глинисто-серицит-гидрослюдистый, кальцитовый.

Согласно петрографической классификации В.Д. Шутова [3] песчаники являются граувакковыми аркозами, собственно аркозами; полевошпатовыми граувакками.

Оксиды в песчаниках содержатся в количестве (в масс. %): SiO_2 – 62,4-78,2; TiO_2 – 0,08-0,88; Al_2O_3 – 11-15,8; Fe_2O_3 – 1,0-7,0; MgO – 0,07-3,37; CaO – 0,1-3,7; Na_2O – 1,32-4,9; K_2O – 1,45-5,0; сумма щелочей – 5,0-7,83.

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ большинство фигуративных точек изученных песчаников расположено в поле граувакк, меньшая часть – в поле лититов и лишь фигуративные точки верхнеюрских песчаников дубликанской свиты расположены в поле аркозов.

Нами исследованы содержания La, Th, Sc, Cr, Y, Ti, Zr, Co, суммы редкоземельных элементов (Σ РЗЭ), отношения легких РЗЭ и тяжелых РЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ), а также европиевой аномалии (Eu/Eu*) (табл.).

Таблица 1. Содержания малых и РЗЭ элементов в песчаниках Буреинского бассейна.

Элементы, г/т	Нижняя юра	Средняя юра	Верхняя юра– нижний мел
La	18,6-22,4	17,4-88	23-40
Th	5,4-8,4	7,1-24,8	6-19,3
Sc	1,8-2,4	0,9-10,7	3,9-8,4
Co	1,7-2,8	2,5-12,4	2,3-16,3
Zr	47-45	44-245	33-192
Σ РЗЭ	87-106	85-390	113-231
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	12-16	8-15	7-12
Eu/Eu*	0,58-0,76	0,36-0,62	0,39-0,71

Сумма РЗЭ варьирует в песчаниках от 85-228 до 284 г/т (две пробы 297 и 390 г/т). ЛРЗЭ/ТРЗЭ в целом повторяет распределение суммы РЗЭ: от 7 до 16, но чаще 9-12 в среднеюрских песчаниках (среднее 10) и 8-11 в верхнеюрско-нижнемеловых песчаниках – среднее 9. Отрицательная европиевая аномалия выражена четко, значения выше 0,6 редки.

Анализ приведенных данных о вещественном составе песчаников позволяет сделать вывод о составе эродированных пород. Это были породы кислого, реже среднего, состава: магматические, метаморфические и осадочные терригенные, в целом преобладали гранитоиды.

Реконструкции палеотектонических обстановок седиментации на основе изучения вещественного состава песчаников показали следующее.

На тригонограмме Q–F–L типов бассейновых обстановок по [6], основанной на петрографическом составе, фигуративные точки песчаников располагаются в полях активных обста-

новок, в том числе сопряженных со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Наиболее удалены от поля активных континентальных окраин фигуративные точки верхнеюрско-нижнемеловых песчаников.

На диаграммах по М.Р. Бхатия [4] большинство фигуративных точек ранне-среднеюрских песчаников находится в полях активной континентальной окраины и континентальных вулканических дуг или тяготеют к ним. Фигуративные точки верхнеюрских и нижнемеловых песчаников

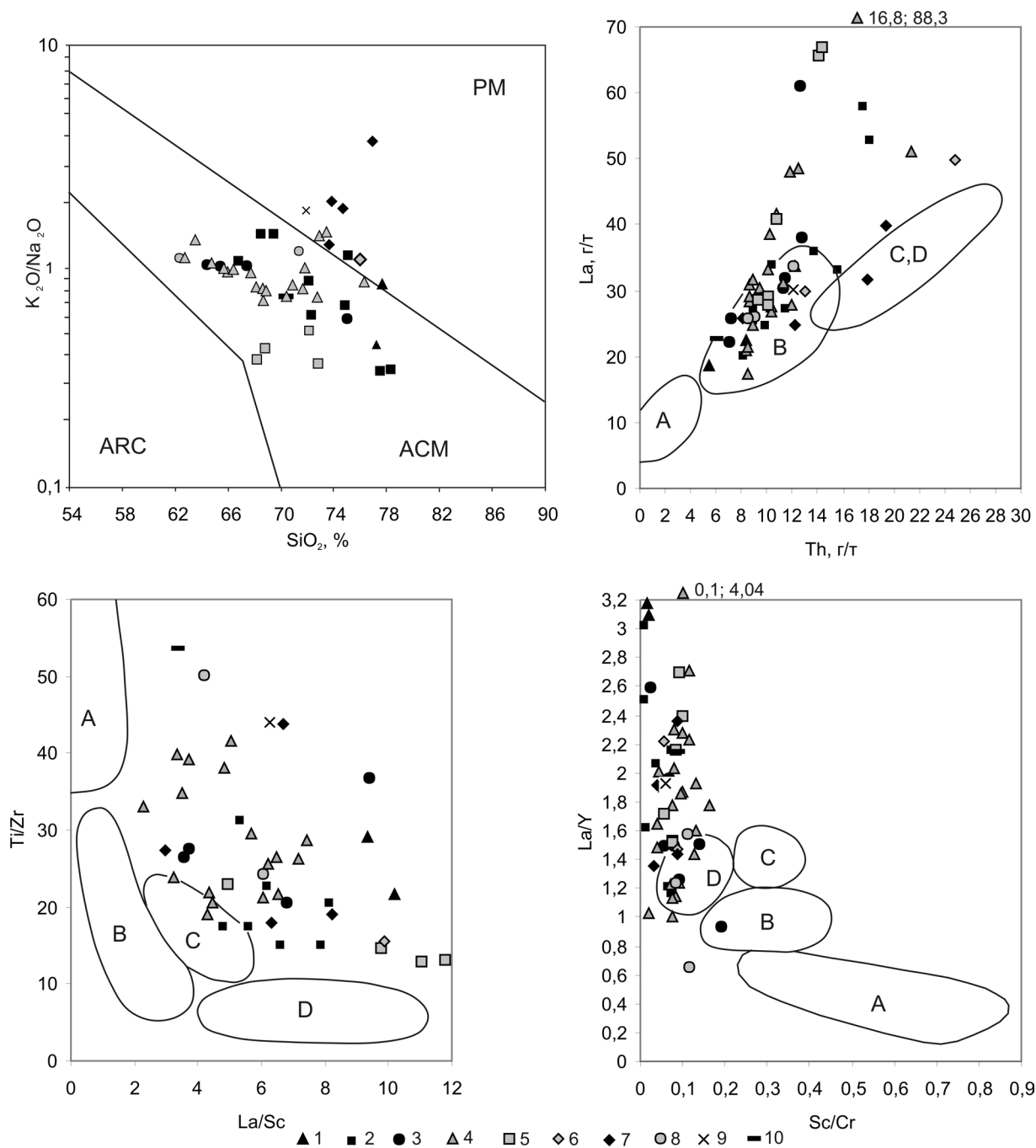


Рис. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ по [7], Th-La, La/Sc – Ti/Zr, Sc/Cr – La/Y по [5] для мезозойских песчаников Бурейского бассейна.

Поля, характеризующие песчаники бассейнов, сопряженных: А – с океаническими островными дугами, Б – с континентальными островными дугами, С – с активными континентальными окраинами, Д – с пассивными континентальными окраинами. Свиты: 1 – дешская, 2 – синкальгинская, 3 – эпиканская, 4 – эльгинская, 5 – чаганыйская, 6 – талынжданская, 7 – дубликанская, 8 – солонийская, 9 – чагдамынская, 10 – чемчукинская.

расположены либо непосредственно в полях пассивной континентальной окраины либо поблизости к этим полям.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Б. Розера и Р. Корша [7] большинство фигуративных точек ранне-среднеюрских песчаников находятся в поле активных континентальных окраин, а фигуративные точки верхнеюрских и нижнемеловых песчаников – в поле пассивной континентальной окраины (рис.).

На диаграмме Th–La М.Р. Бхатия и К.А.В. Крука [5] большинство фигуративных точек песчаников находится в поле континентальных вулканических дуг. На диаграмме La/Sc – Ti/Zr практически все фигуративные точки находятся вне предложенных «эталонных» полей. На диаграмме Sc/Cr – La/Y часть фигуративных точек песчаников расположено в поле пассивной континентальной окраины, большинство же также вне «эталонных» полей.

В целом значения параметров и положение фигуративных точек песчаников на большинстве диаграмм характеризуют седиментацию в бассейнах активных континентальных окраин не связанных с океаническими вулканическими дугами.

Отмечается соответствие петрографических и литохимических типов песчаников. По составу песчаники кислые и соответствуют гранитоидным породам.

Терригенные отложения наследуют геохимические особенности эродированных пород.

В разное время бассейн седиментации был связан с обстановками активной континентальной окраины, континентальных вулканических дуг и пассивной континентальной окраины.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта УрО, СО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минерагенция», грант ДВО РАН 12-II-0-08-002.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Анойкин В.И.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. Записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123 с. + 2 вкл.
2. **Забродин В.Ю.** Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алиньской складчатой системой // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2010. Т. 85. Вып. 2. С. 11-21.
3. **Шутов В.Д.** Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые, 1967. № 5. С. 86-103.
4. **Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
5. **Bhatia M.R., Crook K.A.W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. N. 2. P. 181-193.
6. **Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S.** Composition of modern deep-sea sands from arc related basins // Trench-Forearc Geology. 1982. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. P. 551-561.
7. **Roser B.P., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. № 5. P. 635-650.

МОРФОСТРУКТУРА И НЕЛИНЕЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН
г. Владивосток, yutel@poi.dvo.ru*

Тихоокеанская окраина Азии выделяется тектонически обособленными морскими впадинами в границах Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского складчатых поясов, включающих взаимосвязанные участки континентальных и океанических литосферных плит. В областях сочленения их взаимодействие проявилось в формировании оригинальной морфотектонической структуры земной коры, составившей уникальную Азиатско-Тихоокеанскую зону перехода «континент-океан». Изучение её структуры и решение задачи происхождения морей восточной Азии было главной целью проведенных в прошлом веке многочисленных экспедиционных исследований переходной зоны. Накоплен большой объем разнообразной батиметрической, геологической, геохимической, геофизической и космической информации. Но её интерпретация проводится в основном одно-

сторонне, не является достаточно достоверной, а предлагаемые модели развития окраинноморских впадин не являются однозначными и допускают различные толкования.

Надежным способом оценки новейшей морфотектонической структуры земной коры региона может стать раскрытие природы каждого тектонического элемента в увязке с батиметрическими, геолого-геофизическими и морфологическими характеристиками. Целью наших многолетних исследований было выявление роли тектонических движений как наиболее важного фактора деформации земной поверхности коры в морфоструктурных преобразованиях литосферных плит в зонах их взаимодействия. Морфоструктурный подход, предусматривающий комплексный анализ разнообразных данных, служил рабочим методом исследования. Он включал получение и анализ батиметрических данных в совокупности с данными спутниковой альтиметрии, геологическую интерпретацию линейных и ринговых элементов рельефа дна совместно с геофизическими данными. Под морфоструктурами при этом понимаются объемные массы земной коры, проявляющиеся на поверхности в специфически обусловленных тектоническими процессами формах (структурных формах рельефа). Выделение их пространственно-генетических ассоциаций (парагенезов) и геолого-геофизическая интерпретация может раскрыть природу новейших тектонических движений и составить представление об истории и геодинамической эволюции литосферы.

Объектом детальных исследований являются впадины Японского, Охотского и Филиппинского морей. Это наиболее изученные в геологическом отношении моря. Согласно интегральным статистическим характеристикам рельефа дна каждый из них составляет отдельный эволюционный ряд. Так по характеру распределения глубин в порядке убывания Япономорский ряд составляют Соломоново море, акустический фундамент Японского моря, Коралловое море, Южно-Китайское, Японское море (современный рельеф), море Саву. Акустический фундамент Охотского моря, море Сулу, современный рельеф Охотского моря и море Минданао составляют Охотоморский эволюционный ряд. Это означает, что моря зоны перехода заложены на коре различных типов, причем исходный рельеф коры явно океанического типа сохранился лишь в Филиппинском и Тасмановом морях [1].

Изучение рельефа дна морей показало, что формирование морфотектонической системы Япономорского типа обусловлено тафрогенным режимом. С ним связаны многочисленные разломы коры, погружение отдельных блоков, появление многочисленных дизъюнктивных форм поверхности земной коры. Это остаточные глыбы и линейные грабены, тектонические уступы, сбросы, крупные оползни на склонах возвышенностей. В зонах растяжения коры происходило интенсивное формирование стратовулканов и вулканических плато. Вместе с ними получили развитие вулканотектонические депрессии и рифтовые впадины. Эволюция морфоструктуры Охотского моря заключается в аккумулятивном заполнении глубоких депрессий ранее сильно расчлененного в эпиконтинентальных условиях акустического фундамента. Это может быть следствием тафрогенного развития коры в кайнозой [2]. Не исключается складчатая деформация, особенно западной части впадины. Депрессионные формы дна Охотского моря представлены парагенезами морфоструктур, развитие которых контролировалось рифтогенными раздвигами коры. Заложение и формирование Курильской котловины осуществлялось в разной геодинамической обстановке. Так развитие северо-восточного сегмента котловины (Гольгинского прогиба) происходило предположительно в условиях наложенной неотектонической тафрогенной активизации вулканического свода, сформировавшегося на границе палеогена-неогена. Завершающий этап эволюции морфоструктуры дна морей этого ряда зависит от эволюции барьера островных дуг. Можно представить преобладающую дальнейшую аккумуляцию в Южно-Курильской котловине, примером служит шельфовое Восточно-Китайское море.

Особый случай составляет эволюция морфоструктуры дна Филиппинского моря. Морская впадина располагается во внутренней области Тихоокеанского тектонического пояса, где происходит его сочленение с Альпийско-Гималайским. Её литосфера испытывает встречные дина-

мические напряжения со стороны Тихоокеанской и континентальных плит Азии и Австралии. Тектономагматические процессы в обстановке мезозойско-кайнозойской складчатости приобретают ведущую роль в эволюции морфоструктуры морского дна. В результате со всех сторон в зонах фронтального взаимодействия плита Филиппинского моря обрамлена островодужными системами, а вулканический хребет Кюсю-Палау разделяет её на две части. В рельефе дна отчетливо проявляется дискретная картина дизъюнктивной деформации поверхности океанической коры [3]. Заметные в текстуре рельефа локальные изломы поверхности указывают на смену векторов тектонических напряжений при изменении геодинамического режима в регионе. Структурный рисунок дна в целом контролирует каркас сквозных структур северо-западного, северо-восточного, меридионального и широтного направлений. Их тектонически ослабленные зоны послужили мощным фактором фрагментации коры на глубоководные котловины и остаточноголыбовые горные массивы.

В целом рифтовые впадины с обрамлением сводовых поднятий определяют морфоструктурный рисунок разных частей тихоокеанской окраины Азии независимо от состава земной коры и строения докайнозойского фундамента. Их пространственное положение контролируется каркасом сквозных ослабленных зон, являющихся сегментами регматической сети Земли. Морфоструктура морей характеризуется взаимосвязью деструктивных и конструктивных элементов рельефа дна. Линейность и протяженность форм, ярусность дна являются отличительными признаками обусловленного разломами и разрывами коры рельефа. Вулканические формы дна служат признаками конструктивного развития морфоструктуры, хотя и сопровождается формированием вулканотектонических депрессий дна.

В морфоструктуре окраины наблюдаются элементы латерального вязко-тектонического течения объемных масс коры вдоль коровых разломов и подъем базальтовой магмы в зонах резкого падения геодинамических напряжений на их пересечении. Течения контролируют морфологию и структуру деформации различных типов коры. По границам плит в зонах взаимодействия фронтальных течений происходит перемешивание тектонических масс, что приводит к формированию шовных островодужных систем. Складывается в целом интерференционная картина деформации коры. Она образована «бегущими волнами» вещества тектоносферы, где «детекторами» служат блоки коры. Зоны шовных структур (интерференционного максимума) можно рассматривать как области конструктивной интерференции. Области деструктивной интерференции (интерференционного минимума) – желоба, депрессии дна, глубоководные котловины. Все это свидетельствует о когерентной природе геодинамики окраины. В рисунке рельефа наблюдаются вихревые структуры, петли и, так называемые, вихревые дорожки [4, 5]. Ведущей силой, инициирующей динамику этих процессов, возможно, служит поле инерции [5]. Все это свидетельствует о нелинейном характере новейшей геодинамики переходной зоны. Она обусловлена мобилизацией внутриплитной тектонической энергии в условиях критических состояний литосферы и многостороннего воздействия на кору геодинамических сил с континента, океана или совместно [6]. В обстановке резкой смены геодинамических условий это приводит к наложению морфотектонических процессов или формированию структур вихревого типа, что наблюдается в рельефе дна Западно-Тихоокеанской переходной зоны.

Другим важным фактором структурных преобразований тихоокеанской окраины Азии является вулканотектоника. Вулканические структуры подводно-морской окраины по форме и геологической природе не отличаются от подобных в прилегающих районах континента и ограничивающих их островных дугах. Их заложение происходило в мелководной или субаэральной среде в условиях рифтогенной деструкции континентальной и океанической коры, а эволюция шла по гомодромному ряду развития. Их формирование контролировалось исключительно разрывами земной коры. При этом связь рифтовых впадин и сводовых поднятий, вулканогенных по своей геологической природе, определяет все разнообразие морфоструктуры подводной окра-

ины. Активное формирование вулканоструктур происходит в палеогене. Выделяются эоценовая, позднеэоцен-олигоценовая, позднеолигоцен-раннемиоценовая фазы тафрогении. На границе олигоцена-миоцена вулканотектонические события этого этапа завершают блоковые дислокации (тектонические движения Такатихо в Японии). На неотектоническом этапе, наиболее активные фазы которого приходятся на средний-верхний миоцен и плиоцен-плейстоцен, происходят деструктивные (рифтогенные) в целом преобразования сложившихся ранее вулканоструктур. По геологическим данным только на этой фазе тектономагматической активизации осуществляется становление впадин современных морей. Они совпадают с пассаденской фазой гималайской складчатости. Таким образом, в условиях морфоструктурных преобразований окраины Азии вулканотектоника, обусловленная вертикальными движениями мантийных масс (мантийный диапиризм или плюмгеодинамика), привела в кайнозой непосредственно к формированию морских впадин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И. Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36-44.
2. Гнибиденко Г.С. Рифтовые системы дна Охотского моря // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 207-211.
3. Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Лепешко В.В. Геодинамическая природа и тектоническая эволюция Филиппинского моря // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 271-275.
4. Кюенен Ф.Г. Индонезийские глубоководные депрессии // Островные дуги. М.: ИЛ, 1952. С. 97-134.
5. Шешуков А.А. Проблемы и физические образы нелинейной геодинамики // Приложение в кн.: Энергоструктура Земли и геодинамика / А.Н. Дмитриевский, И.А. Володин, Г.И. Шипов. М.: Наука, 1993. С. 29-39.
6. Osipova E.B., Mel'nichenko Y. I., S'edin V.T. Volcano-tectonic Deformations and Japan Sea Basin Geodynamics // 5th PEACE Workshop, 11-12 Sept. 2010. Cangneung, Korea. P. 227-234.

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОПЕРЯЮЩИХ РАЗРЫВОВ КАК ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ЖИЛЬНЫХ И ШТОКВЕРКОВЫХ ТЕЛ

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

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, stakhor@yandex.ru

Оперяющие разрывы трактуются как эффект транспрессивного или транстенсивного действия или взаимодействия магистральных (материнских) разломов [1-5, 7 и др.] (рис. 1). Такой подход к разломам, при котором они выступают не как пассивные геологические агенты, а как активные регуляторы (а где – и генераторы) иницирующих напряжений, остается одним из самых продуктивных направлений современной структурной геологии, равно как и тектонофизики.

Цель данной работы – рассмотреть некоторые прикладные следствия очерченного подхода, призванные помочь геологам – поисковикам и разведчикам – в их практической работе по прослеживанию и оконтуриванию рудных объектов жильного и штокверкового типа, которые в значительной своей части приурочены как раз к зонам при- и межразломного растяжения (транстенсии) или сжатия (транспрессии). Красноречивыми примерами этому могут служить сдвиговые позднепалеозойские магматические дуплексы растяжения Прибалхашья, рудоносные в Узбекистане (Мурунтау), меловые рудоносные и рудно-магматические дуплексы растяжения и сжатия Амуро-Уссурийского региона (рис. 1, В-Д), Верхоянского складчато-надвигового пояса, Урала, Канады, которые вмещают в себя крупные (а подчас и уникальные) месторождения [1 и др.].

Сами уже перечисленные объекты, представленные обычно многостадийным жильно-штокверковым оруденением зачастую в ассоциации с многофазными интрузивно-дайковыми

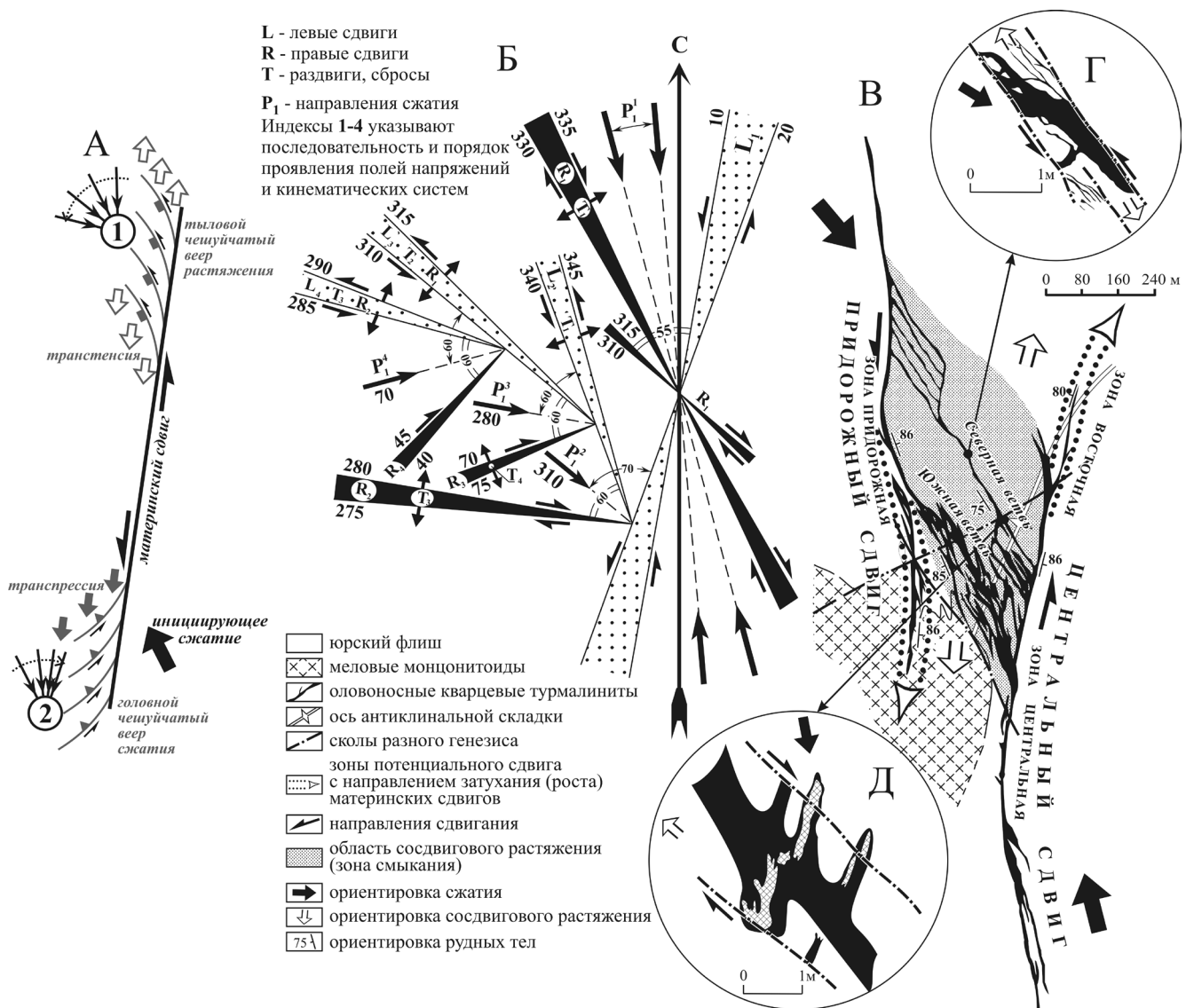


Рис. 1. Схематика иерархической, возрастной и генетической организации структур и полей напряжений в ареалах транспрессии и транстенсии левых сдвигов: А – идеализированная структурно-динамическая схема (из [1] с изменениями и дополнениями) расположения зон присдвиговых полей напряжений (со схемой их переориентации по вектору сжатия) согласно данным натуральных наблюдений при транстенсии (1) и транспрессии (2) и дочерних синсдвиговых структур применительно к западному крылу Авангардного левого сдвига (Южное Приморье) [2]; Б-Д – для Придорожного оловоносного левосдвигового дуплекса растяжения (Придорожное месторождение, Комсомольский район): схема иерархической и возрастной соподчиненности систем сдвигов и раздвигов/сбросов, а также полей напряжений (по вектору сжатия) в дуплексе [1], В – структурный план разведочного горизонта 415 м месторождения с элементами геодинамики [1, с изменениями]; Г-Д – фрагменты рудного тела 17 (Северная ветвь дуплекса) на участке сосдвигового растяжения (Г) и в зоне влияния сегмента материнской системы ССВ левых сдвигов (Д).

комплексами, указывают нам на один из поисковых критериев. А именно: обнаружение хотя бы небольшой серии тесно сближенных (часто субпараллельных) жильных тел (да еще и вкуче с дайковыми), нередко в ассоциации с прожилково-вкрапленной минерализацией между ними, – верный признак того, что мы имеем дело с системой оперения, развитой на достаточно большой площади, но с ограничением по простиранию/падению одним или двумя магистральными разломами. Последние могут оказаться также рудовмещающими. Углы отклонения оперяющих разрывов от материнских давно известны и составляют 20-60° [1-7 и др.] (рис. 1 А-В). Так что на стадии поисков весьма целесообразно применение первоначально площадных геохимических работ

с сетью, оптимально учитывающей геолого-структурную обстановку, с последующей заверкой аномалий и отбивкой тел магистральными канавами параллельно и вкрест материнским разломам (в том числе и предполагаемым) с целью выявления всей полосы развития оконтуриваемой структуры оперения. Причем следует учитывать, что проявление этих структур носит обычно систематический характер в виде разноранговых сочетаний с разрывами магистральной системы (дуплексов) по типу скол-раздвиг или скол-надвиг/взброс (часто с фиксированным шагом) [1-7 и др.], что важно для оценки рудоносности и стратегии поисков на сопредельных площадях.

При оконтуривании тел и увязывании подсечений в пределах отдельно взятой структуры оперения или смыкания (дуплекса) следует учитывать, что скорее всего оно будет представлять собой отнюдь не хаотичный набор разноориентированных трещин отрыва/сплющивания, выполненных жилами и дайками произвольной морфологии, как это иногда представляется и поныне.

Напротив, морфология жильного либо дайкового тела демонстрирует здесь четкое соответствие кинематике вмещающего его разрыва оперения. Так, пережимы тела приурочены к сколовым звеньям, а раздувы – к граням приоткрывания разрыва (рис. 1 В-Д). Это же справедливо и для материнских рудовмещающих разрывов (рис. 1 В). Вообще же, как показывает, например, детальное изучение объектов Сихотэ-Алиня [1-2, 6 и др.], такое явление – в сущности, неотъемлемое свойство рудо- и магмовмещающих разрывов любого генезиса и ранга, настолько широко оно распространено.

В свою очередь, сама кинематика оперяющих разрывов, равно как и их построение в пространстве, отражает характер перестройки полей напряжений в зонах транстенсии и транспрессии в процессе движения по материнским разломам. В частности, в зонах транстенсии (наиболее благоприятных для рудоотложения) пространственно-кинематическая инфраструктура оперения определяется последовательным формированием до 4 генераций дочерних оперяющих разрывов или трансформацией в них сети раннего заложения, которые образуют генетическую цепь (рис. 1 Б), отвечающую широко известной структурно-динамической схеме Дж.Д. Муди и М.Дж. Хилла [1-2 и др.], когда иницирующие напряжения сжатия вследствие транстенсии постепенно искривляются от исходного направления до нормали к материнскому сдвигу. Оперяющие же разрывы зон транспрессии тоже имеют свою специфическую возрастную и иерархическую соподчиненность, которая отражает переориентацию траекторий иницирующего сжатия с первоначального состояния до параллельного направлению сдвигания [1-7 и др.] (рис. 1 А).

Так что имеющиеся к настоящему времени данные показывают, что в структурах оперения и их аналогах мы имеем дело с четкой и временной, и пространственной упорядоченностью рудо- и магмовмещающих структур с вполне закономерным, поддающимся одновременно и структурной, и металлогенической расшифровке набором морфо-кинематических типов обособления, распределения и наложения друг на друга рудных и магматических ассоциаций (динамозональностью [1-2, 6 и др.]). Она, как представляется, есть результат поэтапного (по мере роста материнских разломов) разрастания ареала транстенсии/транспрессии с усложнением его структурного рисунка от первоначально крупных оперяющих форм к все более и более мелким с прямым или опосредованным наследованием планов деформаций. Само наследование заключается в том [1-2, 6 и др.], что более поздние генерации рудовмещающих разрывов приспособляются или приспособливают под себя сеть разрывов предыдущих генераций, что часто выражается в кинематической трансформации разрывов раннего заложения. Все это лишней раз подчеркивает существующую при поисково-разведочных работах обязательность изучения стадийности рудообразования и магматизма.

Кроме того, структурная динамозональность находит свое отражение и в особенностях пространственного распределения оруденения. В рассматриваемых нами структурах рудораспределение и морфологически, и динамически находится в прямой зависимости от геометрии самих разломов и инфраструктуры их ансамблей. Так, оси рудных столбов здесь, как правило, субпа-

раллельны линиям сопряжения сколовых и раздвиговых компонентов. При этом сколы играют роль динамо-кинематических экранов, а раздвижки вмещают продуктивное оруденение. В свою очередь, линии сопряжения адекватны средним осям деформаций, перпендикулярным, как известно, линиям скольжения по сколам [1, 6 и др.]. Исходя из этого, при сдвиговых дислокациях, например в зонах транстенсии, рудные столбы будут иметь преимущественно субвертикальную ориентировку (как, впрочем, и в материнских сдвигах), а в зонах транспрессии – субгоризонтальную. Причем преимущественное развитие в них станут иметь те системы рудных столбов, которые будут субпараллельны линиям сопряжения структур оперения в целом с материнскими разломами. Так что изучение динамозональности оруденения позволяет во многом конкретизировать задачи оконтуривания и локального прогноза оруденения на глубину и на флангах разведываемого рудного объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Митрохин А.Н. Дизъюнктивные рудно-магматические структуры смыкания и дуплексы: идентификация, пути и методы их изучения // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: сб. научн. трудов. Вып.10. Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2012. С. 53-59.
2. Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л. Особенности строения и развития Авангардного левого сдвига (Южное Приморье) и зоны его динамического влияния // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Мат. Всеросс. конф. с международн. участ. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 106-109.
3. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника, 2002. № 6. С. 3-24.
4. Осокина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 197-208.
5. Разломобразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
7. Fossen H., Tikoff B. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings // Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub. 1998. V. 135. P. 15-33.

Складчатость Центрального Приморья: ТЕКТОНИКА, КОНТРОЛЬ ИНТРУЗИВОВ И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

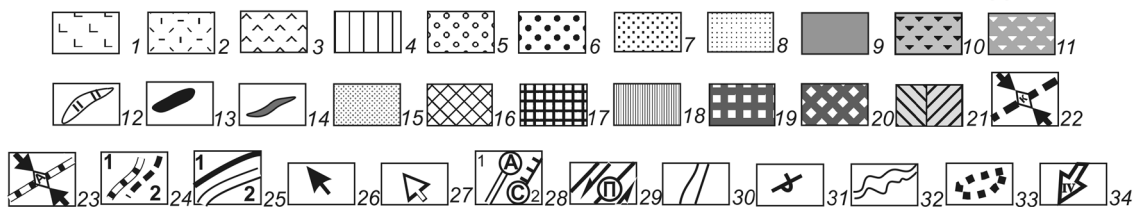
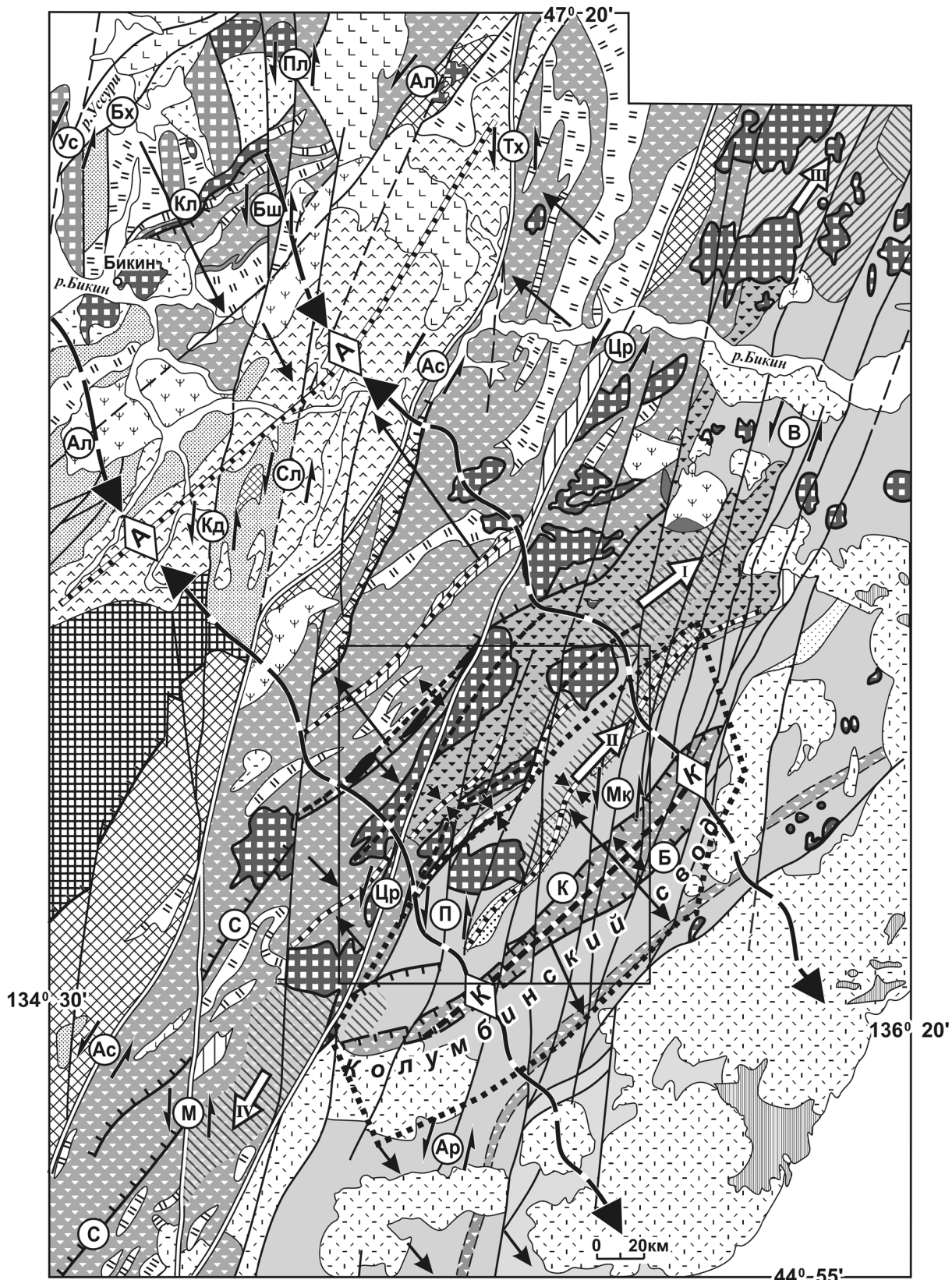
Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, nevpeter@yandex.ru

В основу положен материал, полученный в результате специализированных работ в ходе геологического доизучения 1:200 000 масштаба (ГДП-200) листа L-53-XXII и анализа прилегающих территорий. Район принадлежит главным образом аккреционному Самаркиному и турбидитовому Журавлевскому террейнам, разделенным Центральным Сихотэ-Алинским разломом (рис. 1). По одной версии структуры обоих блоков – продукт мезозойской сдвиговой тектоники [3]. По второй – 1-й из них следствие фронтальной юрской субдукции [1], а 2-й – трансформного (или скольжения) режима [1]. Проводилось углубленное изучение складчатости, как надежного индикатора тектонической динамики, а также контроля ею проявлений магматизма и рудообразования.

Применялись углубленный графический [2] и статистический анализы складчатых и сопутствующих разрывных дислокаций [6]. По интервалам однополярного падения слоев выделены фрагменты крыльев, которые обозначены стрелками (рис. 1, 2). По положению, длине и ориентировке стрелок воссоздана совокупная архитектура складчатых форм, документально установлены их асимметрия и вергентность, прямое следствий динамики коры. Основу выявленной архитектуры представляет Колумбинский свод (рис. 1, 2), структура 1-го порядка, охватывающая большую часть изученной площади, – представляющая собой асимметричное антиформное сооружение. Крыло свода, обращенное к СЗ, имеет сложное структурное наращивание на расстояние около 150 км. до оси Алчанской впадины, другое крыло структурно наращивается к ЮВ на расстоянии до 70 км, до Таухинского террейна (Прибрежной зоны). Оба его крыла последовательно осложне-



ны средними и мелкими складками 2→3→4 и очень мелкими 5→6→7→8 порядков (нет на рис.). Белые стрелки (рис. 2) отражают доминанту «структурного наращивания» к северо-западу, а черные – к юго-востоку. Смысл «структурного наращивания» в том, что на СЗ крыле Колумбинского свода доминируют СЗ-ные падения – белых стрелок больше и они длиннее. А на ЮВ крыле – наоборот. Сопоставление длин стрелок показывает, что все средние и мелкие складки на СЗ и ЮВ крыльях Колумбинского свода независимо от порядков, главным образом, имеют один тип асимметрии, свидетельствующий об общей вергентности масс в направлении оси главного свода. Напомним, что вергентность – направленность движения масс происходит согласно с зеркалами складок в сторону по наклонению осевых поверхностей коротких и более крутых крыльев [7]. В этой динамике крутые и короткие крылья имеют тенденцию к опрокидыванию, что подтверждается натурно. Опрокинутые залегания часто принадлежат разнополярным крыльям одной складки, поэтому рисунок складчатости усложняется, причем, указывая на Ω-образные антиклинали и каплеобразные синклинали, весьма распространенные в условиях деформации сплющивания что указывает на продольный тип сжатия. Складки всех порядков одинаково ориентированы и подобны, а также сопровождаются многочисленными надвигами, взбросами, право- и левосторонними сдвигами, сбросами.

Складки, установленные нашими методами, далеко не полностью согласуются с традиционно закартированными. Значит, фиксируются как минимум два этапа складчатости. 1-й – визуализирован типично пластичными складками, маркированными по литолого-стратиграфическим признакам, 2-й – хрупко-пластичными, установленными графически и статистически по ориентировкам слоев. Соотношение между формами 2-х этапов унаследованно-наложенное. Несмотря на то, что складки обоих, вероятно, близки по типу асимметрии и по ориентировке, зачастую между собой они пространственно не совпадают.

Причем не иначе оформление вторых – хрупко-пластичных форм – начиналось с «взламывания» ранее консолидировавшегося складчатого каркаса системами встречных надвигов и взбросов, которые, взяв на себя роль дополнительной слоистости, сами, наряду со стратиграфической слоистостью, сминались в складки второй очереди. Зачастую по осевым поверхностям таких складок развиты взбросовые и надвиговые нарушения. Этапы – следствие нескольких эпизодов ССЗ продольного сжатия, не менявшего ориентировку. Вероятнее всего, эпизодов было больше двух, охарактеризованных выше и документально обоснованных.

Так, судя по геолого-геофизическому материалу, очень вероятно, что сжатие ССЗ направления «пульсировало» уже при заложении бассейнов осадконакопления, или их фрагментов, подтверждая механизм формирования рифто-грабенов в ректадукционной модели по В.П. Уткину.

Установленные закономерности трудно вписать в субдукционно-террейновый тип структуры Центральной и Восточной зон Сихотэ-Алиня. Знаковый момент, не фиксируются «антинадвиги» – пологие сбросы. Они непременно должны иметь место фифти-фифти наряду с обычными надвигами и взбросами при меловом смятии юрских гравитационных оползаний, или нагромождениях

Рис. 1. Расположение основных складчатых структур Центрального Приморья. Составлена по материалам картирования Приморской геолого-поисковой экспедицией и схемам по В.П. Уткину (1980, 1989, 1999).

1 – N₂, базальты; 2 – K₁ – палеоген, вулканогенные; 3 – K₁, вулканогенные и вулканотерригенные Алчанской СФЗ; 4 – Al, осадочные континентальные; 5 – Al, молассоидные; 6-8 – флишоиды: Ap, алевролит-песчаниковые, 7 – Bm, песчаниково-алевролитовые; 8 – готерив-барремские, алевролит-песчаниковые; 9 – валанжинские глинистые; 10 – берриасовые глинистые; 11 – J₂₋₃, микститы; 12 – K₂, вулканоплутонические; 13-14 – гранитоиды: 13 – K₁, 14 – K₂; 15 – P₂₋₃ терригенные и магματοгенные; 16 – допермские метаморфические и магматические; 17 – T-K₁ континентальные; 18-19 – олистолиты: 18 – кремней, 19 – известняков; 20 – межслоевые габброиды; 21 – ось и крылья Колумбинского свода; 22 – ось Алчанской синформы; 23-24 – синформы (1) и антиформы (2), порядок: 2-й; 24 – 3-4-й; 25-26 – падение и ширина крыльев складок, падающих: 25 – к ЮВ (на рис. 1 к ЮВ и СЗ), 26 – к СЗ; 27 – разломы: региональные сдвиги (1): Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, М – Меридиональный, Ас – Арсеньевский, Тх – Тахалинский; надвиги (2); 28 – сдвиги 2-го порядка; 29 – сдвиги 3-го порядка (см. рис. 2); 30 – опрокинутое залегание слоев; 31 – р. Бикин; 32 – вторичные изменения: метасоматические (1), ороговикование (2); 33 – контур Благодатинской золотоносной площади; 34 – направление погружения криптобатолитов.

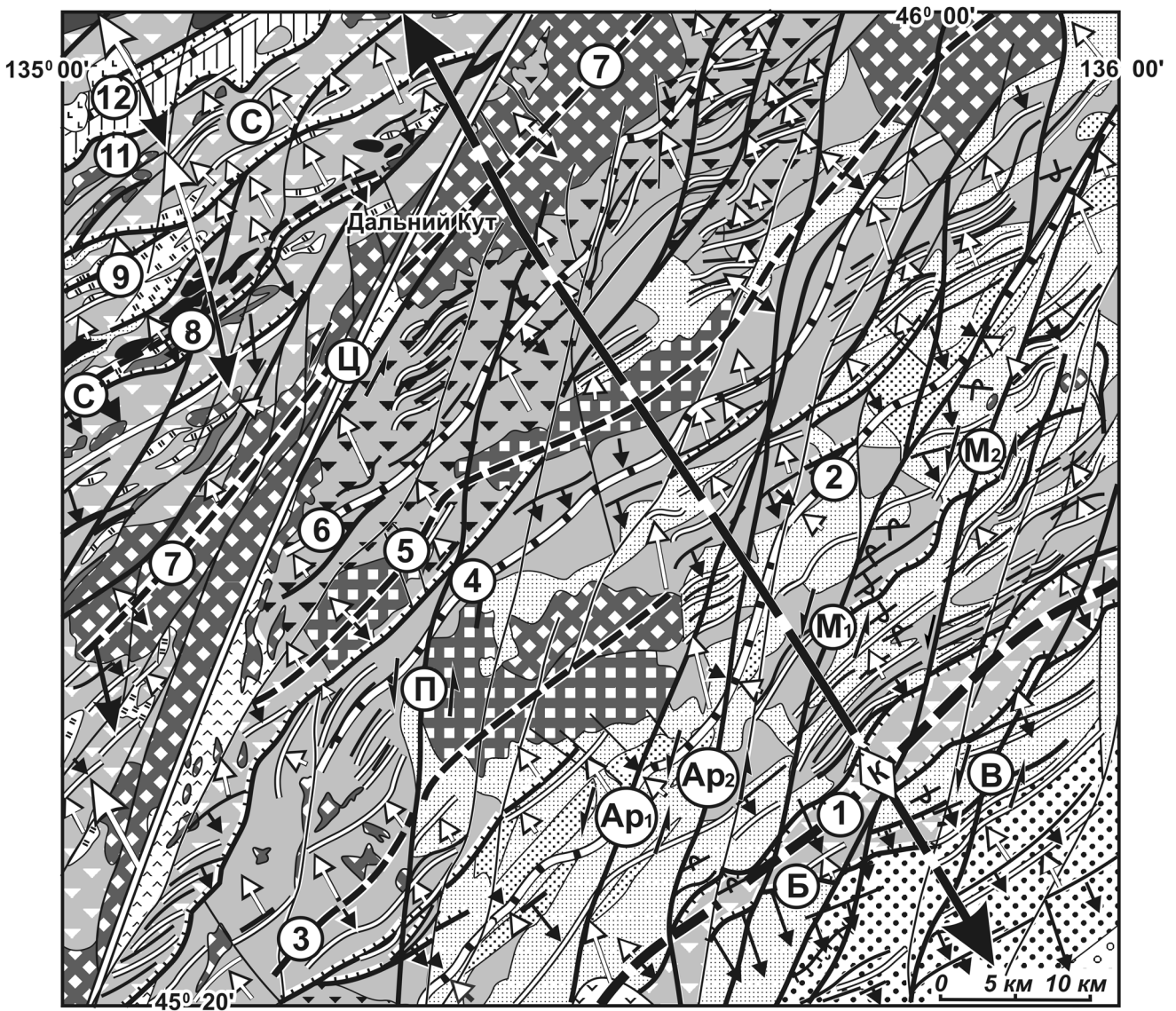


Рис. 2. Схема складчатости фрагментов Самаркинского и Амуро-Журавлевского террейнов. Составлена по материалам ГДП-200 листа L-53-XXII (А.Н. Лызганов, А.Т. Кандауров и др. 2012 г.), тектоническим схемам по В.П. Уткину (1980, 1989).

субдукционного меланжирования. Примечательно, что многие монофациальные разновозрастные олистолиты и олистостромы, укладываются закономерно в антиклинально-синклинальную складчатую структуру. Поэтому материал гораздо лучше подтверждает ректадуционную модель строения Сихотэ-Алиня [5].

Антиформы контролируют цепи выходящих на поверхность интрузивов и криптобатолитов [4]. К антиформным сводам тяготеют и разноранговые рудопроявления. Так, примечательно, что с Колумбинским антиформным сводом пространственно и, вероятно, генетически связано месторождение Глухое-Встречное и другие проявления Благодатненской золоторудной площади. Составлена структурно-динамическая карта месторождения, которая позволяет судить о связи рудных тел и элементов тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2-х кн.) / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573-981.
2. Неволин П.Л., Мельников Н.Г., Сутурин Н.Г. О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская Геология. 1988. №2. С. 44-52.

3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
4. Уткин В.П. Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Доклады АН СССР, 1986. Т. 256. № 4. С. 947-951.
5. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены, и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 3. Геодинамические модели формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18. № 6. С. 35-58.
6. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
7. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geological Magazine. 1963. V. 100. N. 2. P. 97-106.

О СМЕНЕ НАПРАВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО СЖАТИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Нечаюк А.Е.

Дальневосточный геологический институт, ДВО РАН

г. Владивосток, alexvlad@inbox.ru

В предлагаемом сообщении приведены результаты анализа накопленных данных о строении бассейнов Татарского пролива (сведенные в [3]), а также опубликованных материалов по строению и тектоническим деформациям позднемиоценовых и кайнозойских комплексов западного побережья о. Сахалин. Кроме того, учтены результаты структурных исследований, выполненных лабораторией региональной геологии и тектоники ДВГИ ДВО РАН в 2007-2013 гг. вдоль обнажений южной части Западно-Сахалинского прогиба.

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 – верхнемиоценовыми вулканитами среднего и основного состава. Вдоль прилегающей к проливу части о. Сахалин в пределах так называемого Западно-Сахалинского прогиба обнажены в той или иной мере дислоцированные терригенные, а на локальных участках – и вулканогенные образования позднего мела, палеогена и неогена. Эти же образования прослеживаются и западнее, в основании пролива. Восточной границей Западно-Сахалинского прогиба является зона Тымь-Поронайского разлома также меридионального простирания [5].

В пределах Татарского пролива выделяется три бассейновые впадины (с севера на юг) – Северо-Татарская, Южно-Татарская и Исикари-Западно-Сахалинская [3] (рис.). В структурном отношении это грабены (или системы грабенов) в целом северо-восточного простирания, в пределах которых акустический фундамент (представленный, по [3] позднемиоценовыми образованиями) ныряет на глубины 5-9 км. Вблизи краевых частей впадин наблюдается резкое сокращение мощности (до полного выклинивания отдельных горизонтов) заполняющих впадины эоцен-четвертичных образований. Это является прямым указанием на то, что формирование грабенов и их заполнение происходили одновременно, в течение всего послепалеоценового времени. Распределение мощностей и фаций в отдельных впадинах свидетельствует о миграции депоцентров с востока на запад. Другими словами, максимальные мощности эоцен-миоценовых отложений установлены вдоль западного побережья о. Сахалин, в то время, как наибольшие мощности миоцен-четвертичных образований накопились несколько западнее, в центральных частях впадин [3].

Осложняющими элементами впадин являются внутривпадинные горсты и грабены, а также конседиментационные и постседиментационные приразломные складки.

Впадины разделены Совгаванско-Красногорским и Пионерским поднятиями, вытянутыми в северо-восточном направлении. Здесь эоцен-олигоценые и миоценовые отложения либо отсутствуют полностью, либо установлены минимальные (до первых сотен м) их мощности.

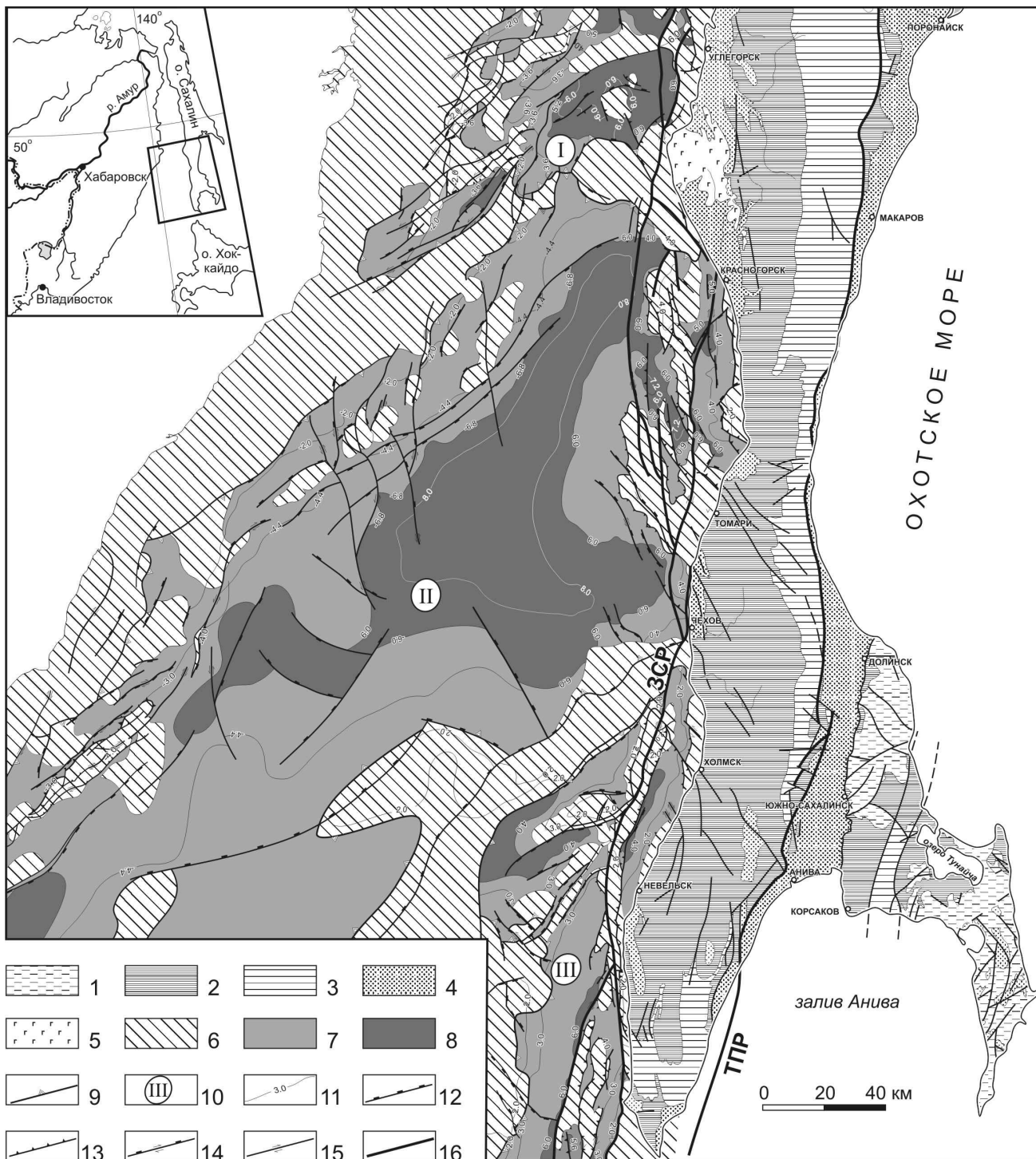


Рис. Структурная карта южной части о. Сахалин и Татарского пролива. Карта составлена с использованием материалов Жаров, Кириллова, Маргулис, 2004 и геологической карты о. Сахалин (1969).

1 – Анивский и Сусунайский террейны; 2 – меловые породы; 3 – свиты от эоцена до среднего миоцена: Снежинкинская, Краснопольевская, Такарадайская, Аракайская, Холмская, Невельская, Верхнедуйская, Анивская, Чеховская, Сертунайская; 4 – свиты от среднего миоцена до четвертичного периода: Курасийская, Маруямская; 5 – плиоценовые базальты; 6 – поднятия; 7 – депрессии глубиной до 6 км; 8 – депрессии глубиной от 6 до 8 км; 9 – границы осадочного бассейна; 10 – осадочные бассейны: I – Северо-Татарский, II – Южно-Татарский, III – Исикари-Западно-Сахалинский; 11 – изогипсы кровли акустического фундамента; 12 – сброс; 13 – взброс; 14 – сбросо-сдвиг; 15 – сдвиг; 16 – региональная зона разломов: ТПР – Тым-Поронайская зона разломов, ЗСР – Западно-Сахалинская зона разломов.

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 [5], а рассматриваемые впадины, соответственно, можно считать структурами синсдвигового растяжения (pull-apart basins).

Следует, однако, отметить, что в результате проведенных структурных исследований установлено, что на юге Западно-Сахалинском прогиба сжатие ориентировано несколько иначе, в восток-северо-восточном (60-90°) направлении. Здесь доминируют складки, оси которых простираются на север и север-северо-запад, а вдоль разломов меридионального простирания наблюдаются следы взбросовых и надвиговых перемещений. В частности, Тымь-Поронайский разлом на ряде участков является пологим надвигом, падающим на запад и по нему верхнемеловые терригенные породы, надвинуты на практически нелитифицированные отложения позднего миоцена и плиоцена [5]. Вдоль разрывов северо-западного простирания наблюдается преимущественно левосдвиговая компонента перемещений. Скорее всего, в настоящее время мы видим, следы наиболее поздних, плиоценово-четвертичных деформаций. Эти деформации продолжаются вплоть до настоящего времени, на что указывают восток-северо-восточные и близширотные ориентировки осей сжатия, сопровождавших землетрясения этого региона, в том числе разрушительные [4]. Перемещения региона в широтном направлении в течение последнего десятилетия установлены также по данным GPS-навигации [1].

Эти данные подтверждают высказанную В.С. Рождественским [5] идею о смене направления регионального сжатия от северо-восточного до близширотного на границе миоцена и плиоцена. Вполне уверенно можно предполагать, что в поле предшествующего (в эоцен-миоценовое время) северо-восточного регионального сжатия Тымь-Поронайский разлом являлся прямолинейным правым сдвигом, ограничивающим с востока впадины Татарского пролива. При смене направления сжатия на близширотное этот сдвиг трансформировался во взбросо-надвиг. Располагающиеся между Западно-Сахалинским и Тымь-Поронайским разломами части осадочных бассейнов Татарского пролива, где эоцен-миоценовые преимущественно морские терригенные отложения имеют мощность до 6000 м, в плиоцен-четвертичное время в процессе близширотного сжатия были интенсивно деформированы и подняты выше уровня моря, образуя интенсивно размываемую систему Западно-Сахалинских гор. Важно отметить, что деформации плиоцен-четвертичного времени локализованы вдоль указанных выше Западно-Сахалинского и Тымь-Поронайского разломов. Западнее, в осевой части Татарского пролива и, тем более, вдоль побережья Сихотэ-Алиня, следов послемiocенового восток-северо-восточного (до широтного) сжатия до настоящего времени не установлено.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаша Х.** Косейсмические деформации земной поверхности на о. Сахалин в результате Невельского землетрясения 02.08.2007, Mw = 6,2 // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 5. С. 4-15.
2. Геологическая карта о. Сахалин (1969)
3. **Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С. и др.** Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
4. **Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семенова Е.П.** Невельское землетрясение 02.08.2007: анализ инструментальных данных // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 5. С. 16-21.
5. **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.

ДВУХЪЯРУСНАЯ КОЛЛИЗИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ (ОБОБЩЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ)

Петрищевский А.М.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан*

Более 30 лет назад Л.И. Лобковским [3] на основании анализа прочностных свойств литосферы, оцениваемых по геофизическим и экспериментальным петрофизическим данным, была выдвинута концепция двухъярусной тектоники плит, существенно расширившие ортодоксальные мобилистские представления о коллизиях литосферных плит. Согласно этой концепции, важнейшим элементом глубинного строения тектоносферы, является подкоровый вязкий слой, близкий по реологическим характеристикам к астеносфере, который разделяет земную кору и литосферную мантию. За прошедшее время во многих районах мира были получены новые данные, подтверждающие эту концепцию, и обнаружены другие слои пониженной вязкости внутри земной коры, обеспечивающие горизонтальные перемещения относительно друг друга вулканогенно-осадочных, метаморфических и складчато-надвиговых тектонических комплексов.

Реологические гравитационные модели на территории Северо-Восточной Азии [5] обнаружили их полное соответствие концепции Л.И. Лобковского и подтвердили расслоение литосферы на четыре слоя разной степени вязкости: вулканогенно-осадочный (ВО), коровый кристаллический (КК), вязкий подкоровый (А1) и жесткий нижний литосферный (ТМ1), (рис. 1). Пространственные взаимоотношения этих слоев на конвергентных границах литосферных плит образуют разнообразные сочетания, которые детализируют стандартные модели субдукции, наполняя их новым содержанием, и вполне определенно объясняют происхождение и механизмы формирования типовых тектонических структур: складчатых систем, аккреционных призм, тектонических покровов и вулканических поясов.

Конвергентные структуры и зоны коллизии (столкновения) литосферных плит, коровых сегментов и разновозрастных тектонических комплексов широко распространены на Северо-Востоке Азии, где они занимают более 80 % территории между Северо-Азиатским кратоном и окраиной континента и представлены широкими и протяженными (от 1 до 3 тыс. км) коллизионными (Верхояно-Колымской, Анюйско-Чукотской, Монголо-Охотской) и аккреционными (Корякско-Камчатской, Сихотэ-Алинской, Хоккайдо-Сахалинской) складчато-надвиговыми (покровно-складчатыми) структурами.

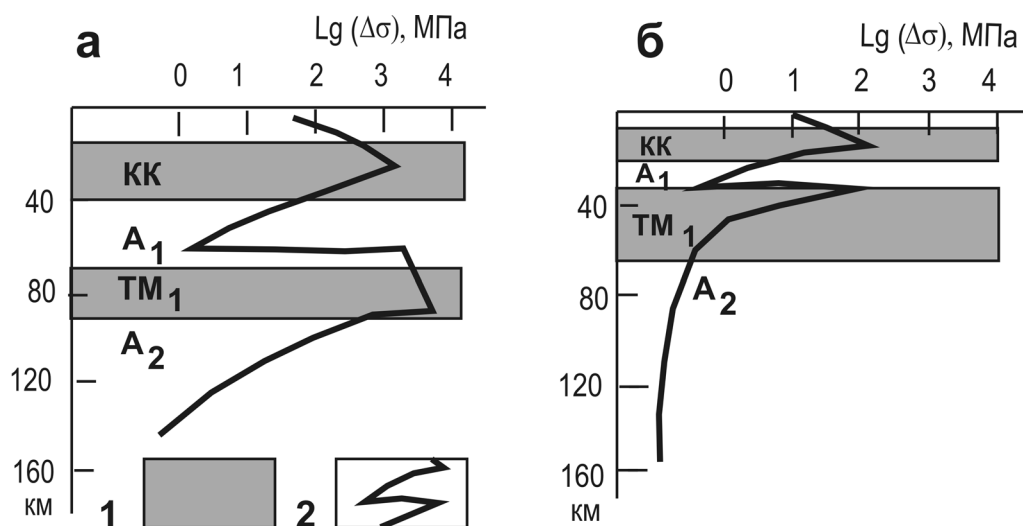


Рис. 1. Эмпирическая и теоретическая [2] реологическая расслоенность холодной (а) и горячей (б) литосферы. 1 – слои повышенной жесткости в разрезе литосферы Северо-Азиатского кратона, Амурской и Колымо-Омолонской плит на графике «а» и Камчатского полуострова – на графике «б»; 2 – графики вязкости.

Особенности двухъярусной коллизии литосферных плит диагностируются по пространственным взаимоотношениям жестких (т.е. – более вязких) тектонических пластин в нижнем слое земной коры и в основании литосферы, ограниченных средами пониженной вязкости. Рассматриваемые ниже формализованные «реологические» гравитационные модели способны обнаруживать воздымание, прогибание, надвигание, пододвигание, утонение и разрывы жестких тектонических слоев и пластин, которые, в большинстве случаев, увязываются с вещественным составом и формами залегания приповерхностных тектонических комплексов в разрезах коллизионных структур. Пространственные параметры вязких сред флюидно-магматической, литогенной, или тектонической природы, определяемые этими моделями, являются источником сведений о глубине залегания кровли астеносферы (и соответственно – мощности литосферы), мощности аккреционных призм и глубине залегания магматических источников гранитоидных и вулканических поясов на границах жестких литосферных, или коровых, сегментов.

В Северо-Восточном регионе с помощью реологических гравитационных моделей были картированы глубинные границы литосферных плит и их коровых сегментов и были получены убедительные доказательства о надвигании земной коры Колымо-Омолонского композитного супертеррейна на погружающуюся кровлю континентальной коры Северо-Азиатского кратона, что объясняет надвиговую природу Верхояно-Колымской складчатой системы. Гравитационные модели доказывают, что Колымо-Омолонский супертеррейн в коровом и литосферном срезах отвечает всем признакам целостной структуры – Колымо-Омолонской плите [6], на восточной границе которой литосфера Северо-Американской плиты расщепляется на коровую и нижнюю литосферную жесткие пластины.

В Охотоморском регионе похожим образом расщепляются Тихоокеанская и Охотоморская плиты (рис. 2). Тонкая (мощностью 40–60 км) охотоморская литосфера представляет собой отщепленную пластину Тихоокеанской плиты, которая на западе, в свою очередь, пододвигается под евразийскую кору, но не под литосферу последней. А нижняя литосфера Евразийской плиты плавно погружается под охотоморскую. Крайне-материковые комплексы на границе Охотоморской и Евразийской плит представляют собой обдукционную структуру, простирающуюся вглубь континента на расстояние порядка 400 км [4]. Многочисленные признаки такого надвигания выявлены в Корьяки по геологическим наблюдениями [6]. Охотско-Чукотский вулканический пояс приурочен к зоне внедрения литосферы Охотоморской плиты в подкоровый слой на окраине континента, что, по-видимому, обусловило выдавливание подкорового вязкого слоя на поверхность Земли. Этот пояс, так же как и Восточно-Сихотэ-Алинский (разрез 5–5 на рис. 2), сопровождается протяженным минимумом параметра (μ), характеризующего реологическое состояние геологических сред, в подкоровом вязком слое (интервал глубин 42–70 км). Похожие признаки расщепления литосферных сегментов наблюдаются в разрезах земной коры Камчатского полуострова, на границах Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской систем с Цзямусы-Буреинским террейном кратонного типа и Цзямусы-Буреинского террейна – с Северо-Азиатским кратоном [5].

Одинаковые черты двухъярусной коллизии жестких литосферных сегментов на современных (Тихоокеанская – Охотоморская), позднемезозойских (Северо-Американская – Колымо-Омолонская, Охотская – Амурская), допозднемезозойских (Палеотихоокеанская – Амурская) и более ранних (Амурская – Евразийская) границах плит свидетельствуют о единообразном характере коллизии литосферных сегментов на северо-восточной окраине Азии, повторяющемся во времени и пространстве. Таким образом, процессы коллизии литосферных и коровых сегментов сталкивающихся плит носят универсальный, длительный и многоэтапный характер, который повторяется в пространственных рядах структур расщепления активных плит, а в близповерхностных структурах – в пульсационной смене режимов сжатия и растяжения.

В зоне длительной и циклично-направленной субдукции Тихоокеанской плиты под северо-восточную окраину Азии ясно прослеживаются три наиболее активных этапа. Следы первого

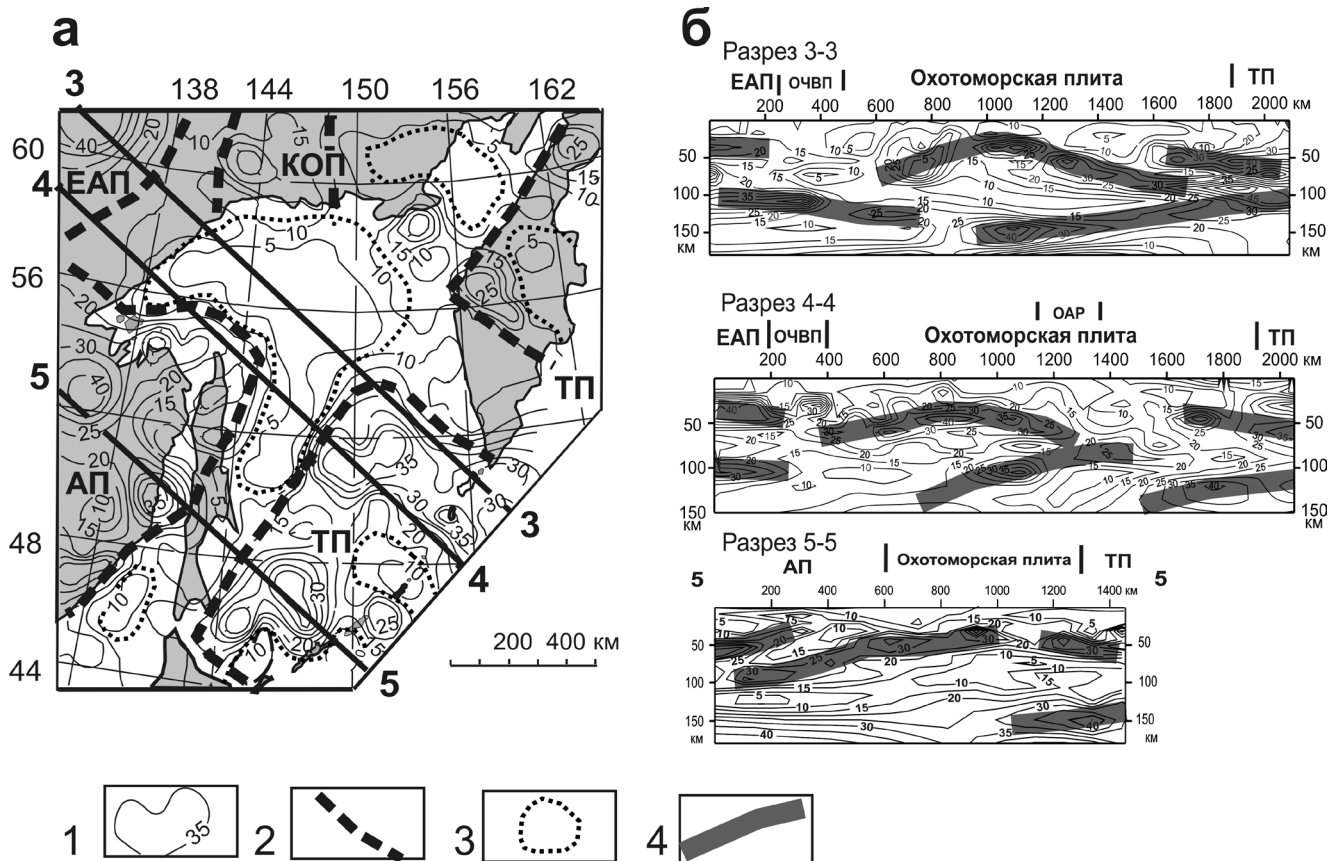


Рис. 2. Карта-срез (а) и разрезы 3D-модели μ_z -параметра в тектоносфере Охотоморского региона [5].
 1 – изолинии μ_z -параметра; 2 – границы плит; 3 – астеносфера на схеме (а); 4 – оси пластин повышенной вязкости. Литосферные плиты: ЕАП – Евразийская, КОП – Колымо-Омолонская, АП – Амурская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская. Вулканические пояса: ОЧВП – Охотско-Чукотский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский.

этапа запечатлены в разрезах 3D-моделей μ_z -параметра, иллюстрирующих расщепление и современную (постмиоценовую) субдукцию Тихоокеанской плиты под Охотоморскую. Второй – позднемезозойский этап субдукции – проявлен на границах Охотоморской плиты с Евразийской и Амурской. На Сахалинском отрезке западной границы Охотоморской плиты активные субдукционные процессы относят к раннему мелу [2], а на северо-охотском – к поздней юре–раннему мелу (135 млн. лет назад) [1]. Третий, наиболее ранний, этап субдукции литосферной плиты Палео-Тихого (или Палео-Азиатского) океана с палеоокраиной континента проявлен на границе мезозойских аккреционно-надвиговых комплексов с Цзямусы-Буреинским палеозойским террейном. Проявление этого этапа субдукции относят [1] к ранней и средней юре (180 млн. лет).

Каждая из жестких пластин (КК и ТМ1) литосферы на конвергентных границах плит выполняет свою специфическую роль. Коллизия коровых жестких пластин приводит к образованию складчатости, аккреционных призм и тектонических покровов в верхнем слое земной коры, а коллизия пластин в литосферной мантии – к выжиманию в верхние слои литосферы и на земную поверхность астеносферных и подкорковых магм – глубинных источников окраинно-материковых вулканических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Т. 2. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Лобковский Л.И. Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 256 с.

4. **Петрищевский А.М.** Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера, 2007. № 1. С. 46-64.
5. **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.
6. **Тильман С.М., Богданов Н.А.** Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1:1 500 000. М.: Комитет по геодезии и картографии МПР РФ, 1992.
7. **Ханчук А.И., Петрищевский А.М.** Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН, 2007. Т. 412. № 5. С. 689-693.

ТРАНСТЕНСИВНЫЕ СТРУКТУРЫ В КОРЕ И МАНТИИ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ (ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ)

Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан*

Нижне-Амурский металлогенический пояс [1] является важным источником драгоценных металлов и полиметаллического сырья, необходимого для развития Дальневосточного региона. На его территории выявлены 19 месторождений и около 40 рудопроявлений, большая часть из которых изучено слабо и разведано частично. Проявления рудной минерализации концентрируются в трех рудных районах: Нижне-Амурском, Пильда-Лимурийском и Тумнинском (рис. 1б, г), связи которых с глубинным строением земной коры характеризуются неоднозначно. Пространственное размещение рудных месторождений здесь связывается с гранитодными и вулканическими процессами, со сводовыми поднятиями и структурами проседания центрального типа, сдвиговой геодинамикой и субдукцией [1].

В связи с отсутствием сейсмических и магнитотеллурических исследований, глубинное строение земной коры Нижне-Амурской металлогенического пояса не расшифровано. Согласно недавнему обобщению геофизических данных [1], низкоскоростная (6,2-6,3 км с⁻¹) земная кора Северного Сихотэ-Алиня сокращена до 25-35 км, а мощность и плотность литосферы, наоборот – увеличены до 130 км и 3,28 г см⁻³ соответственно. Таким образом, структурная позиция этого пояса, по существующим данным, может быть определена приуроченностью к области сжатия литосферы.

Новые данные о глубинных структурах земной коры Нижнего Приамурья и связи с ними пространственного размещения приповерхностных рудных месторождений получены в результате анализа 3D-гравитационных моделей [2, 3], характеризующих реологические свойства тектонических сред до глубины 40 км. Носителями информации о глубинном строении изучаемых объемах геологического пространства являются распределения центров плотностных неоднородностей и нормированная поверхностная плотность эквивалентных сферических источников – μ_z -параметр (рис. 1б, в), оценивающая плотностную контрастность среды на отрезках между центрами масс (Z_0) и поверхностями (H_c), на которые выметаются, по Пуанкаре, массы объемных источников. Повышенными и высокими значениями μ_z -параметра (20-50 усл. ед.) характеризуются древние метаморфические и мезозойские вулканогенно-кремнистые комплексы, а низкими (5-15 усл. ед.) – приповерхностные аккреционные комплексы и зоны пониженной вязкости флюидно-магматической природы в коре и подкоровом слое верхней мантии [3].

В результате тектонического анализа 3D-распределений μ_z -параметра в земной коре Северного Сихотэ-Алиня выделены два слоя повышенной вязкости. Первый слой представляет собой кристаллическое основание вулканогенно-осадочных комплексов ($PZ_3 - MZ$), кровля которого погружается по направлению к Татарскому проливу [2]. Второй жесткий слой залегает в виде пластин океанической, или островодужной коры, надвинутых на кристаллический слой континентальной коры и пододвинутых под вулканогенно-складчатые комплексы. Кровля второго слоя погружается в западном направлении и осложнена локальным поднятием островодужного происхождения [2, 3]. По полученным, данным рудная минерализация Нижнего Приамурья характеризу-

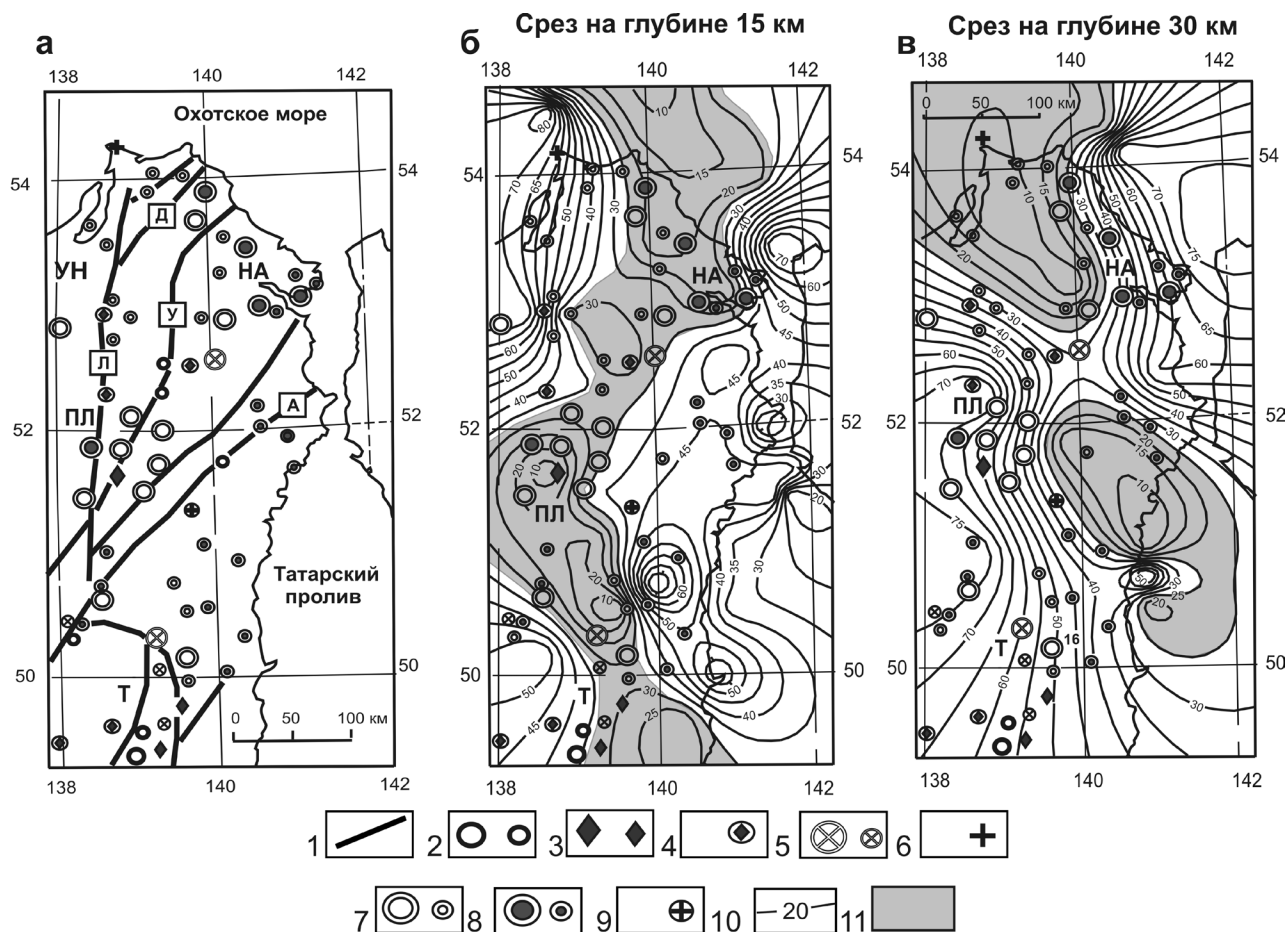


Рис. 1. Структурно-металлогеническая карта (а) и карты-срезы распределений μ_z -параметра в земной коре (б) и верхней мантии (в) Нижнего Приамурья

1 – разломы; 2-9 – месторождения и рудопроявления: оловорудные (2), вольфрамовые (3), олово-вольфрамовые (4), полиметаллические (5), молибденовые (6), золоторудные (7), золотосеребряные (8), золото-молибденовые (9); 10 – изолинии нормированной сферической плотности (μ_z), 1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км; 11 – зоны пониженной вязкости. Разломы на границах террейнов: Д – Дигдиланский, Л – Лимурчанский, У – Утанский, А – Амурский. Рудные районы: НА – Нижне-Амурский, ПЛ – Пильда-Лимурийский, Т – Тумнинский.

ется приуроченностью к зоне синсдвигового растяжения на границе континентальной и океанической (либо островодужной) коры, выраженный Z-образным минимумом μ_z -параметра на глубине 15 км (рис. 1б). В зоне минимума расположены все три рудных района Нижнего Приамурья

Гравитационные модели [2] предполагают, что подошвой вязкого сдвига является метаморфический фундамент континентального типа (гранитно-метаморфический слой), кровля которого в правом крыле сдвига залегает на глубине 20-22 км, а в левом – 10-15 км.

Амплитуда горизонтального перемещения по сдвигу с трансензионной составляющей (сдвиг с элементами растяжения) определяется по суммарной амплитуде раскрытия северо-западных раздвигов, маркируемых Z-образным μ_z -минимумом (рис. 1б), и составляет 200 км. В приповерхностном слое земной коры вулканогенно-кремнистая пластина в составе Киселевско-Маноминской аккреционной призмы тоже разорвана и смещена по разлому, считающимся северным продолжением Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига [5]. Амплитуда ее смещения составляет 220 км. Таким образом, этот фрагмент геологического строения Нижне-Амурского металлогенического пояса характеризуется полным совпадением геологических данных с формализованными гравитационными моделями, составленными без привлечения априорной геолого-геофизической информации.

Связи рудных районов с реологическими неоднородностями земной коры иллюстрируются таблицей, которая показывает дискретный характер связи приповерхностных месторождений

с глубинными структурами земной коры, что согласуется с петрологическими и петрохимическими описаниями двух типов и двух структурных ярусов оруденения в Северном Сихотэ-Алине [2]. Приповерхностному этажу свойственны проявления золота, цеолитов, серебра и полиметаллических руд, а более глубинному – золота и порфирировых руд с комплексной минерализацией (Au, W, Cu, Mo). Из таблицы следует, что Нижне-Амурский и Пильда-Лимурийский районы характеризуются большей вертикальной протяженностью рудно-магматических колонн, а для Тумнинского района более выражена связь рудной минерализации с вулканическими и гранитоидными магмами на малых и средних глубинах (индикатор – μ_z -минимумы). Вероятно поэтому на территории последнего более широко проявлена оловянная минерализация, которая практически отсутствует в Пильда-Лимурийском и Нижне-Амурском районах. Близкой к описанной корреляцией с реологическими неоднородностями земной коры характеризуются рудные районы Южного Сихотэ-Алиня [4], где предполагаемые флюидно-магматические источники оловорудной минерализации залегают на глубинах до 4-5 км, олово-полиметаллической – на глубине 10-12 км, а вольфрамовой и золоторудной – на глубине 24 км.

Таблица. Пространственная корреляция рудных районов с распределениями нормированной сферической плотности (μ_2).

Рудные районы	глубины среза, км							
	5	10	15	20	25	30	35	40
НА	+		–	+			–	
ПЛ		+	–	+				+
Т	–	–	–	+	+			

+ корреляция с μ_z -максимумами
 — корреляция с μ_z -минимумами
 обозначения районов на рис. 1.

Синсдвиговая трансенсивная зона в подкоровом слое верхней мантии по типу левого вязкого сдвига, маркируемая минимумом μ_z -параметра (рис. 1в), смещена к востоку и развернута против часовой стрелки относительно внутрикоровой структуры растяжения (рис. 1б). Отсутствие в ее пределах рудных месторождений указывает на то, что мантийный сдвиг, сопровождаемый элементами растяжения по северо-западным разрывам в верхнем слое коры, образовался позднее, чем основная часть месторождений Нижнего Приамурья. Можно предположить, что зона растяжения в подкоровом слое верхней мантии Нижнего Приамурья отмечает место заложения будущего рифта. Также как коровая структура сдвига-раздвига (пулл-апарт) (рис. 1б), мантийная зона кулисного растяжения (рис. 1в) характеризуется типичной кинематикой трансензионного левого сдвига. Горизонтальные смещения осей мантийных раздвигов относительно коровых могут быть результатом послонных перемещений жестких пластин в литосфере Амурской плиты, при этом большему смещению подвержен подкоровый слой верхней мантии в южных районах Нижнего Приамурья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Год ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. **Петрищевский А.М.** Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011б. № 1. Вып. 17. С. 7-17.
3. **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.
4. **Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.** Металлогения глубинных структур земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская геология, 2012. Т. 31. № 5. С 41-54.
5. **Филиппов А.Н., Кемкин И.В.** Первые находки поздне-тритонских и средне-позднеальбских радиоляриевых ассоциаций в вулканогенно-кремнистых образованиях правобережья нижнего течения р. Амур и их тектоническое значение // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 5. С. 42-52.

АБШЕРОНО-ПРИБАЛХАНСКИЙ ПОРОГ – ЗОНА СУБДУКЦИИ КАК ИСТОЧНИК НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИИ

Погорелова Е.Ю.

Азербайджанская Государственная Нефтяная Академия, г. Баку

Абшероно-Прибалханский порог Каспийского моря – погруженная зона антиклинальных поднятий – являющаяся связующим звеном между юго-восточным погружением Большого Кавказа (Азербайджан) и Прибалханской зоной поднятий Туркмении [1].

Формирование Каспийского древнего прогиба происходило после заложения близмеридиональных шовных систем байкальско-герцинского возраста. Кристаллический фундамент разделен на две части: одна из них – Западно-Каспийская система разломов, являющаяся южным продолжением Мезенско-Каспийской рифтовой системы [2], а другая, восточная граница этой системы, находится на территории Туркмении (Геокчинская система разломов). Таким путем образовался единый крупный элемент – Каспийский прогиб, который испытывает длительное погружение и заполняется мощными толщами осадочных и осадочно-вулканогенных пород. Позже этот близмеридиональный прогиб был осложнен близширотными рифтовыми системами альпийского тектоногенеза.

Еще сложнее становится южная часть Каспийского бассейна рифтового типа, которая до начала альпийского тектоногенеза представляла собой Закавказскую дугообразную микроплиту с симатическим основанием, протягивавшуюся от Черного до Каспийского моря. В течение мезозой-эоценового времени последняя была подвержена рифтингу, разделившему ее на две части. В результате рифтинга северный сегмент микроконтинента начал субдуцировать под эпигерцинскую Скифско-Туранскую плиту. Продолжительность расхождения – мезозой-эоцен. Таким образом, Южно-Каспийский рифт в области альпийской складчатости образовался за счет мезозой-эоценовой деструкции, олигоцен-позднемиоценовой коллизии и плиоцен-антропоценовой изостазии [3].

Мезозой-эоценовый спрединг обусловлен деструкцией океанической коры байкал-герцинского возраста вследствие подъема мантийных конвективных течений, которые вызвали утонение, разрыв коры и внедрение мантии толеитового состава [4]. Формирование рифтинга подтверждается геофизическими исследованиями.

В олигоцен-позднем миоцене после прекращения субдукции северного сегмента Южнокаспийской микроплиты, раздвоенной рифтом, под Скифско-Туранскую плиту, происходит коллизия, и горизонтальные усилия трансформируются в вертикальные. Регион испытывает общее воздымание, на фоне которого произошло отделение Южно-Каспийского бассейна от Средне-Каспийского Абшероно-Прибалханским порогом.

Позднеальпийское развитие Южно-Каспийского бассейна происходило на фоне сжимающих усилий, инициированных движением Аравийской плиты и подталкивающей в северном направлении все геодинамические объекты, расположенные на векторе ее движения и взаимодействующие между собой: Ирано-Афганская, Южно-Каспийская микроплиты, Большекавказский, Большешелханский, Эльбурсский орогены.

Абшероно-Прибалханский порог выражается по верхнему структурному этажу антиклинальной складчатостью, отделяющей Южный Каспий от Среднего. По нижнему же структурному этажу эта зона продолжает оставаться зоной субдукции, на что указывают гипоцентры землетрясений, расположенные вдоль плоскости, падающей на север под Скифско-Туранскую плиту. Эта плоскость здесь представляет зону Беньюффа, погружающуюся под углом около 45° [5]. Из расположения геоструктурных элементов вытекает, что Скифско-Туранская плита частично надвинута на Южно-Каспийский седиментационный бассейн, где происходит индивидуальное нефтегазообразование и нефтегазонакопление [6].

В юрское время на месте Абшеронского порога формировался глубокий прогиб – восточное продолжение Большекавказского рифта – между Южно-Каспийской сушей и эпигерцинской платформой. Наиболее прогнутая часть прогиба располагалась в южной акватории Абшеронского порога, между поперечными разломами, осложняющими строение ее южного борта, где накопилось юрских отложений в несколько тысяч метров. Прогибание и накопление флишевых отложений продолжилось и в меловое время (до 3 км).

Начиная с позднего олигоцена, как указывалось выше, сформированная в субдукционной зоне Абшероно-Прибалханская зона поднятий испытала на себе все процессы, характерные для зон конвергенции плит: трансформацию горизонтальных движений в вертикальные, развитие поднятий и прогибов, ограниченных глубинными разломами, знакопеременные движения по разломам, складкообразование. При этом создавались благоприятные геохимические условия для накопления значительного рассеянного органического вещества и его преобразования в углеводороды.

Сильная обогащенность осадков исходной органикой и весьма благоприятные геохимические условия позволяют выделить майкопскую серию (олигоцен-нижний миоцен) как нефтепроизводящую, а нижнеплиоценовые (продуктивно-красноцветная толща) – как нефтегазогенерирующую.

Важно отметить, что наиболее значительные по количеству и запасам месторождения нефти размещены вдоль активных бортов Южно-Каспийской впадины, характеризующихся высокими градиентами новейших тектонических движений. В указанных зонах в результате интенсивного горизонтального сжатия и поддвига плит, происходит сильное выдавливание и выжимание нефти из нефтематеринских толщ и ее скопление в коллекторах неотектонического комплекса отложений.

Метод просвечивания релеевской волной выявляет зоны наименьших пластовых скоростей в слоях пониженных скоростей, приуроченных к грязевым вулканам, т.е. к наиболее разогретым участкам этого слоя. Грязевые вулканы обозначают области повышенной генерации углеводородов на больших глубинах, куда может опуститься органическое вещество, не получившее при быстром погружении бассейна достаточный импульс тепла и восполнившее этот дефект в условиях дополнительного прогрева. В таком случае зоны минимальных скоростей, отмеченные в слое пониженной скорости под акваторией за пределами области поиска грязевых вулканов, должны явиться прочностным признаком районов усиленной генерации глубинных углеводородов [7]. Как правило, грязевые вулканы приурочены к зонам тектонического дробления, которые, в свою очередь, являются зонами нефтегазонасыщения, в случае, если последние перекрыты достаточно мощными ненарушенными, либо слабо нарушенными толщами пород, выполняющими функции надежных покрышек (Салаев и др., 1990).

Зоны тектонического дробления сосредоточены вдоль разломов. В нашем случае – это зоны субдукции и рифтинга. Помимо того, что вышеназванные зоны являются зонами нефтегазонасыщения, эти зоны по ниже залегающим структурным этажам являются и нефтегазоматеринскими, т.к. по статистике 80 % скоплений углеводородов на земном шаре приурочены к зонам субдукции, 15 % – к зонам рифтов и только 5 % – к областям длительного прогибания и осадконакопления.

Подытоживая вышеизложенное, с учетом геодинамических критериев развития Южно-Каспийской впадины вообще и Абшероно-Прибалханского порога, как ее составляющей, в частности, возможно дать прогноз очагов нефтегазообразования и нефтегазонакопления; расширить площадь перспективных земель Южно-Каспийского бассейна за счет территории Скифско-Туранской плиты и рассматривать эту зону как дополнительный очаг нефтегазонакопления; учитывая законы геодинамики в сочетании с палеотектоническими, палеогеографическими, геохимическими и др. критериями, можно правильно определить наиболее рациональные пути направления поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ализاده А.А., Ахмедов Г.А. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. М.: Недр, 1966. С. 392.

2. **Ишутин И.И.** Мезенско-Каспийская рифтогенная система и ее структурное положение в Восточной части Русской платформы // Геотектоника, 1988. № 5. С. 81-89.
3. **Мамедов А.В.** Каспийское море в мезозое и кайнозое // Изв.АН АР.- Журнал Науки о Земле, 1998. № 1. С. 22-30.
4. **Мурзагалиев Д.М.** Геодинамика Каспийского региона и ее отражение в геофизических полях//Геология нефти и газа, 1998. № 2. С. 37-45.
5. **Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е.** О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Б.Кавказа // Геотектоника, 1987. № 2. С. 65-70.
6. **Шеин В.С.** Мобилизм и проблемы нефтегазовой геологии // Нефтегазовая геология, геофизика и бурение. 1985. Вып. 3. С. 23-30.
7. **Якобсон А.Н.** Просвечивание литосферы Южного Каспия рэлеевской волной // Материалы 1 Международной геофизической конференции, 1996. 10-11окт. Баку. С. 16-23.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД
В ПОЛОСЕ ОПОРНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ
(г. Сковородино – пос. Мякит)**

Попова М.В., Соболев П.Н.

*Сибирский Научно-Исследовательский Институт Геологии, Геофизики и Минерального Сырья
ФГУП «СНИИГГиМС»
г. Новосибирск, popova@sniiggims.ru*

Важной частью Федеральной программы развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации является создание государственной сети опорных геофизических профилей (ОПГ), параметрических и сверхглубоких скважин, которой планируется охватить все основные минерагенические провинции России. Основные цели этих работ связаны с изучением глубинного строения регионов, проблемами геологического картирования, оценкой перспектив и разработкой глубинных критериев обнаружения месторождений полезных ископаемых.

Одним из приоритетных направлений в настоящее время является создание ОПГ на Северо-Востоке России. ОПГ 3-ДВ (г. Сковородино – п. Томмот – п. Хандыга – п. Адыгалах – п. Мякит), проходящий по территории Республики Саха (Якутия), Амурской и Магаданской областей является продолжением таких крупнейших геотраверсов, как уже пройденные на территории Магаданской области и Чукотского АО (2001-2009 гг.) ОПГ 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) и 2-ДВ-А (г. Певек – пос. Хатырка) [2].

Главной задачей, решаемой в процессе работ по ОПГ, является изучение глубинного строения земной коры в полосе профиля с использованием различных геофизических методов. Эти работы сопровождаются изучением петрофизических свойств различных горных пород и их геолого-петрографическими исследованиями.

ОПГ 3-ДВ на всем своем протяжении (2704 км) проходит по территории двух крупнейших тектонических единиц – Сибирской платформы и Верхояно-Колымской мезозойской орогенной области, захватывая с юга фрагменты Амурского супертеррейна. [3]. В ходе исследования дана петрографическая и петрофизическая характеристика горных пород для различных структурно-формационных зон, которые пересекает профиль. Это: зоны Монголо-Охотского (терригенные отложения силурийского и девонского возраста, выходы пород палеозойского габбрового комплекса и т.д.) и Селенга-Станового (граниты древнестанового комплекса архея, гнейсы архея, граниты протерозоя, гранодиориты палеозоя, юрские лейкограниты, меловые лампрофиры и т.д.) складчато-надвиговых поясов; зоны Становой гранит-зеленокаменной (архейские и раннепротерозойские метаморфические и магматические образования, юрские песчаники, алевролиты с мощными пластами углей Чульманской впадины и т.д.) и Алданской гранулит-гнейсовой (амфиболовые гнейсы, гранулиты, кристаллические и глиноземистые сланцы, гранитоиды раннего докембрия и т.д.) областей; Ленско-Майский плитный комплекс – Южно-Якутский и Якутский блоки (карбонатные отложения верхнего протерозоя – венда и нижнего кембрия, терригенные отложения юры и т.д.); северо-восточная часть Алданской антеклизы и южная часть Приверхоян-

ского краевого прогиба (венд-кембрийского карбонатные отложения, пермо-триасовые, юрские, меловые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы и т.д.); восточная часть Верхояно-Колымской складчатой системы, включающей в себя Сетте-Дабанскую складчато-надвиговую зону, Южно-Верхоянскую тектоническую зону, западный склон Аян-Юряхского тектонического блока, Иньяли-Дебинский и Оротуканский тектонические блоки (песчаники, кварциты, сланцы рифея, ниже-среднекембрийские известняки, доломиты, аргиллиты часто битуминозные, терригенные отложения палеозоя, мезозойские туфоалевролиты, глинисто-алевритовые сланцы, плагиобазальты триаса, юрские глинистые сланцы и дацитовые порфиры, граниты и габбродиабазы мелового возраста и т.д.), как пример (рис. 1).

Все структурно-формационные зоны представлены прогнозными петроплотностными и петроакустическими колонками, характеризующие петрофизические параметры различных слоистых образований осадочного чехла и консолидированной коры (до поверхности Мохоровичича), как пример (рис. 2). В их построении, основными петрофизическими характеристиками являлись плотность и скорость распространения продольных упругих колебаний, с использованием средних значений для каждой группы пород (толще, магматическому комплексу). Группы пород вы-

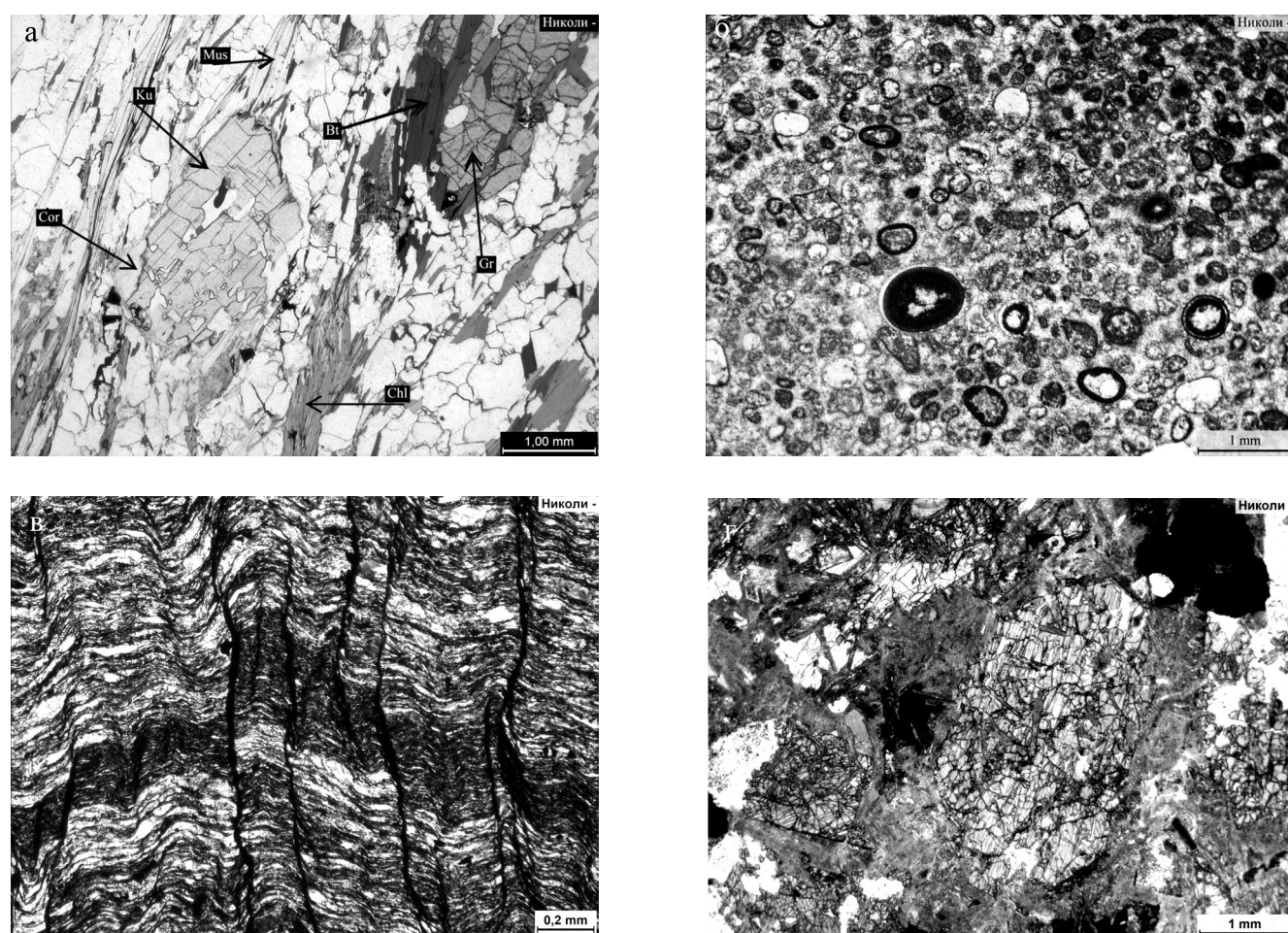


Рис. 1. Породы ОГП 3-ДВ: а – Дистен (Ku)-гранат (Gr) – биотитовый (Bt) гнейс с мусковитом (Mus), кордиеритом (Cor), хлоритом (Chl). Олдонсинская свита (PR_{101}), участок Южный, 2009 г., 270 км, п. Нагорный; б – Известняк оолитовый комковатый. Усть-ботомская свита (C_{2ub}), участок Центральный, 2010 г., пос. Мохсоголох; в – Сланец слюдисто-хлорит-кремнистый со сланцево-плойчатой текстурой и смещением слоев. Ольчанская свита (P_{101}), участок Северо-Западный, 2012 г., 1729 км, долина р. Вост. Хандыга, правый борт; г – Габбродиорит с пойкилитовой структурой. Лейсты плагиоклаза прорастают моноклинный пироксен, осложненный тонкими келефитовыми камками зеленой роговой обманки. Позднемеловой интрузивный комплекс, ячанская группа штоков (vdK_2), участок Северо-Восточный, 2013 г., р. Вилига, левый борт, против устья р. Тап.

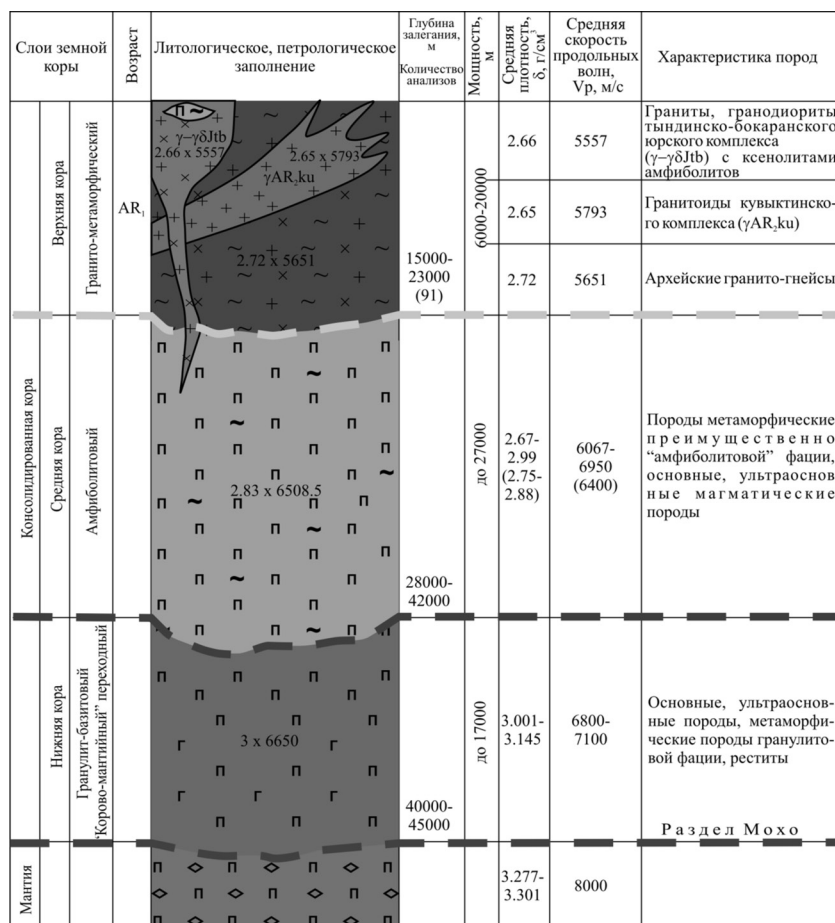


Рис. 2. Прогнозный петроплотностной и петроакустический разрез земной коры в полосе Южного участка ОГП 3-ДВ, 2009 г. (Становой, Пристановой блоки, зона гранит-зеленокаменной области).

делялись на основании стратиграфической расчлененности разреза, петроплотностных неоднородностей, отраженных в соответствующей колонке и различных упругих свойств.

Петрографические исследования пород (около 300 образцов) в проходящем и отраженном свете выполнены на микроскопе Leica DM RXR с использованием видеокамеры LEICA DFC420C («николи -» – без анализатора, «николи +» – с анализатором) с использованием рекомендаций Петрографического кодекса России [1], петрографических словарей, различных атласов текстур и структур горных пород.

Результаты исследований отражены в «Атласе горных пород Северо-Востока России в полосе опорного геофизического профиля 3-ДВ (г. Сковородино – п. Томмот – п. Хандыга – п. Мякит) в пределах Республики Саха (Якутия), Амурской и Магаданской областей», который будет издан в 2-х книгах в 2014 г. Атлас дает наглядное представление о петрографических, текстурных и структурных особенностях различных типов метаморфических, магматических и осадочных пород Северо-Востока России в полосе профиля и может быть использован как геологами при проведении работ на данной территории, так и широким кругом специалистов и студентов в качестве дополнительного справочного и учебного пособия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / 2-е изд., перераб. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
2. Попова М.В. Атлас горных пород Северо-Востока России в полосе опорных геофизических профилей 2-ДВ и 2-ДВ-А (п-ов Кони – р. Паляваам, г. Певек – пос. Хатырка) в пределах Магаданской области и Чукотского АО: в 2 кн. / М.В. Попова, П.Н. Соболев; под. ред. А.В. Вана. 2-е изд., перераб. и доп. Новосибирск: СНИИГТиМС, 2013.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) [Текст] // Л.М. Парфенов [и др.]. Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузмин. МАИК: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРНОГО САХАЛИНА ПОСЛЕ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1995 г. ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

Прытков А.С., Василенко Н.Ф.

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
г. Южно-Сахалинск, e-mail: vnf@imgg.ru*

Современная геодинамика о. Сахалин определяется конвергенцией Евразийской (Амурской) и Североамериканской (Охотской) литосферных плит, что проявляется в высокой сейсмической активности острова [3]. На севере острова граница плит обычно отождествляется с зоной активного скалывания между Гыргыланы-Дагинским и Северо-Сахалинским разломами, между которыми располагается Верхне-Пильтунский сейсморазрыв, вскрывшийся в результате Нефтегорского землетрясения 1995 г. $M_w = 7,1$ (рис. 1). Нефтегорское землетрясение является самым сильным сейсмическим событием Северного Сахалина, зарегистрированного за инструментальный период сейсмологических наблюдений с 1905 г. Очаг землетрясения находился под преимущественным воздействием сжимающих напряжений. Тип подвижки – взбросо-сдвиг с преобладанием сдвиговой компоненты по субмеридиональной плоскости. Проведенные полевые исследования на Верхне-Пильтунском сейсморазрыве выявили горизонтальные подвижки величиной до 8 м [2].

В 2003 г. в северной части острова созданы региональный поперечный профиль из 7 пунктов, пересекающий островную сушу на широте $\sim 53^\circ$ и локальная сеть из 6 пунктов, контролирующая северные окрестности Нефтегорского сейсморазрыва. Периодические измерения сети выполнялись двухчастотными GPS приемниками в осенней период продолжительностью 3 суток на каждом пункте наблюдений. Суточные файлы наблюдений формировались с 30-секундной дискрет-

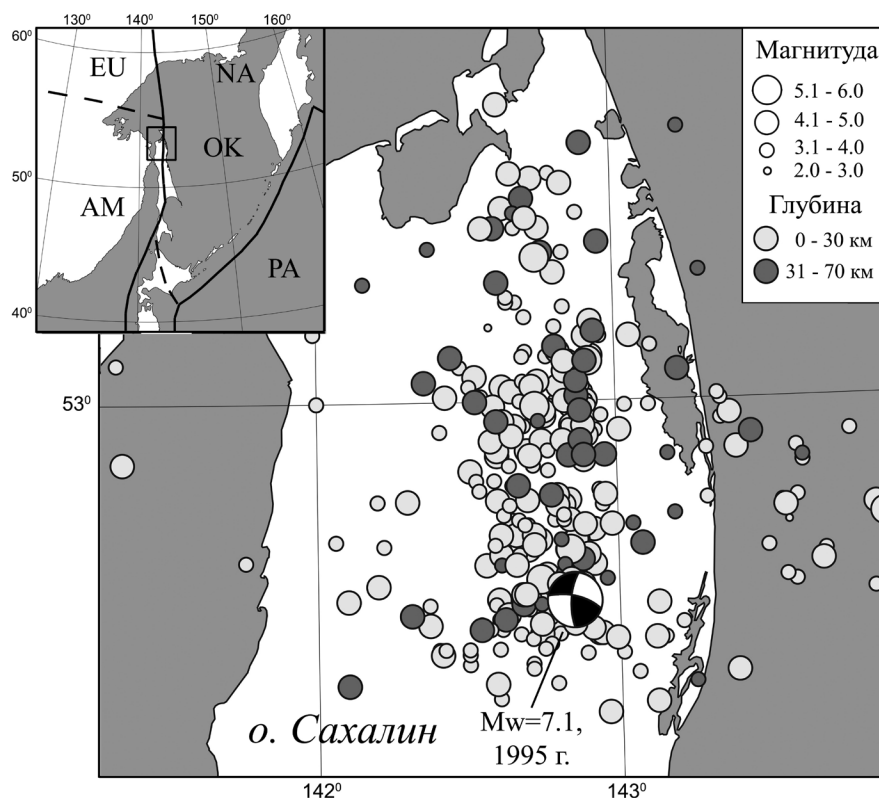


Рис. 1. Сейсмичность северной части о. Сахалин за период 1973-2013 гг.

На схеме-врезке приведены границы литосферных плит региона согласно геологической модели NUVEL-1A [4]: EU – Евразийская, NA – Североамериканская, PA – Тихоокеанская, ОК – Охотская, AM – Амурская литосферные плиты. Прямоугольником выделен район исследований.

ностью и маской возвышения спутников от 5°. В 2010 г. проведена четвертая эпоха измерений. Обработка данных производилась с помощью пакета программ GAMIT/GLOBK [5]. Высокая точность результатов измерений достигается после учета различные поправок в процессе обработки.

По результатам измерений получено поле скоростей горизонтальных движений земной поверхности северной части о. Сахалин относительно Евразийской литосферной плиты за период 2003-2010 гг. (рис. 2а). Скорости пунктов увеличиваются с запада на восток, достигая максимальных значений около 5 мм/год. Векторы скоростей имеют преобладающие компоненты субширотного направления. Правостороннее смещение со скоростью до 4 мм/год наблюдается на границе Верхне-Пильтунского разлома.

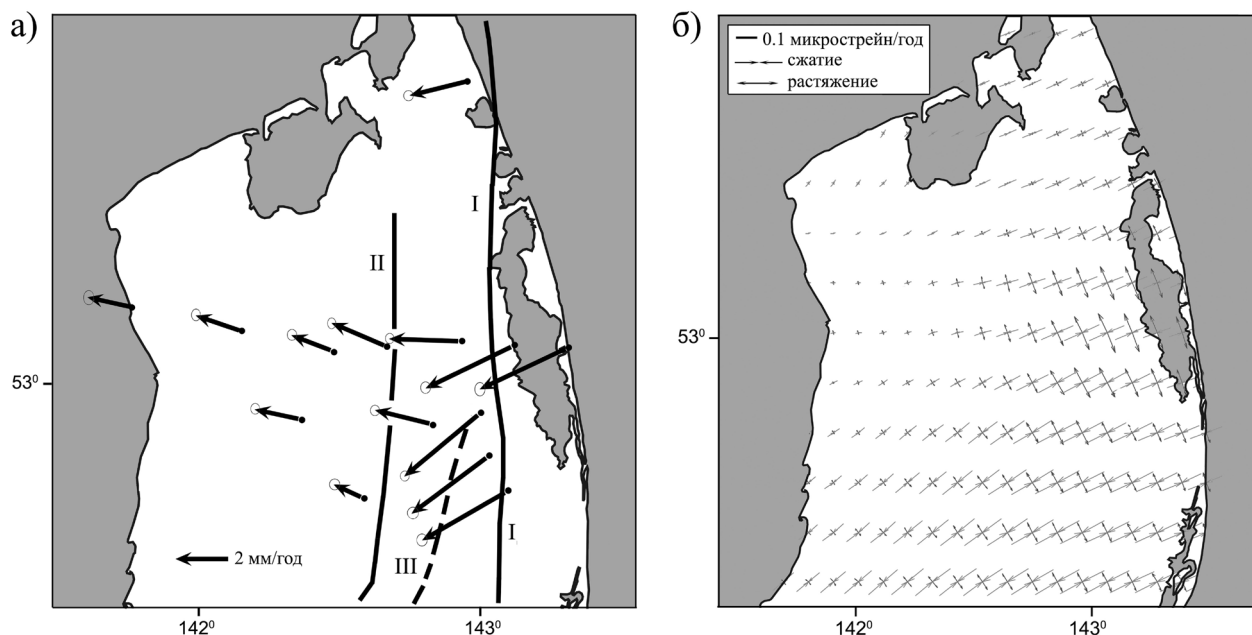


Рис. 2. GPS скорости горизонтальных движений земной поверхности за период 2003-2010 гг. относительно Евразийской плиты (а); поле деформаций земной поверхности, построенное по данным GPS наблюдений. I – Северо-Сахалинский, II – Гыргылань-Дагинский разломы, III – Верхне-Пильтунский сейсморазрыв, вскрывшийся в результате Нефтегорского землетрясения.

Напряженное и деформированное состояние земной коры является важнейшим фактором, определяющим характер тектонических процессов в районе исследований. На основе скоростей смещений земной поверхности с помощью программы Grid_strain [7] выполнено моделирование современного напряженного состояния северной части острова (рис. 2б). Пространственное распределение осей деформаций свидетельствуют о наличии преобладающих напряжений сжатия островной суши северо-восточного направления. Напряжения растяжения наблюдаются только в окрестности Верхне-Пильтунского сейсморазрыва. Такой современный характер напряженного состояния области сейсморазрыва может отражать свободное состояние Верхне-Пильтунского взброса-сдвига после Нефтегорского землетрясения [1].

Анализ скоростей смещений земной поверхности позволяет исследовать пространственное положение границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит, оценить глубину контакта и скорость их конвергенции. Субширотные компоненты скоростей отражают процесс взаимодействия литосферных плит в условиях механически сомкнутой зоны контакта [6]. Для района исследований методом инверсии субширотных компонент GPS скоростей рассмотрены модели схождения литосферных плит с границей, проходящей по Гыргылань-Дагинскому, Северо-Сахалинскому и модель с двумя разломами. Скорости движений наилучшим образом согласуются с модельным решением для границы Евразийской и Североамериканской литосфер-

ных плит, проходящей по Северо-Сахалинскому разлому. При этом скорость схождения плит составляет 7,8 мм/год, а глубина зоны их механического контакта около 15 км.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31168-мол.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сапрыгин С.М. Горизонтальные движения и генерация сильных землетрясений в недрах Северного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30/ № 3. С. 76-80.
2. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. // Информ.-аналит. бюл. ФССН; спец. вып. М., 1995. 236 с.
3. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.
4. Chapman M.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 921-930.
5. King R.W. and Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.0. December 2000. MIT, 2002.
6. Shimazaki K., Zhao Y. Dislocation model for strain accumulation in plate collision zone // Earth Planets Space. 2000. V. 52. N. 11. P. 1091-1094.
7. Teza G., Pesci A., Galgaro A. Grid strain and grid_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments // Computers and Geosciences. 2008. V. 34. N. 9. P. 1142-1153.

ОБ ОНТОГЕНЕЗЕ УГЛЕВОДОРОДОВ В СЕВЕРО-КИТАЙСКОМ НЕФТЕГАЗОНОСНОМ БАССЕЙНЕ

Рапацкая Л.А.

*Иркутский государственный технический университет
г. Иркутск, info@istu.edu*

Онтогенез углеводородов (УВ) – сложный и длительный процесс, базирующийся на основе комплекса многочисленных взаимосвязанных и взаимообусловленных факторов. Все стороны онтогенеза УВ – от накопления нефтематеринских толщ, генерации, миграции, аккумуляции УВ до их перераспределения и разрушения – определяются многими факторами. Вот некоторые из них:

1) Дизъюнктивная тектоника. Разломы оказывают прямое воздействие на онтогенез УВ через структурный, вещественный, флюидодинамический аспекты, закономерно изменяющиеся во времени.

2) Геотермический режим, обусловленный тепловым воздействием мантийных астеносферных плюмов, способствующий термолиту и катагенетическому преобразованию органического вещества (ОВ).

3) Огромная мощность осадочных толщ в бассейнах осадконакопления, как результат «лавинной» седиментации на определённых глобальных уровнях, определяющий исходную массу ОВ, его природу и сохранность, а также условия последующего преобразования в УВ.

Для рассматриваемой проблемы важен тот факт, что нефтематеринские толщи генетически связаны с самыми крупными за фанерозойскую историю эпохами рифтогенеза. В последние десятилетия с разломами разного ранга и сопутствующим им факторам генерации УВ связывают глобальные закономерности их онтогенеза и пространственного размещения. Сочетание этих факторов нашло своё отражение в онтогенезе УВ нефтегазоносных бассейнов Северо-Китайского и Сунляо на территории Китая [2].

Древняя докембрийская Китайско-Корейская платформа (К-Кп) в кайнозой испытала тектоническую активизацию. Неоднократные эпохи растяжения привели к формированию системы внутрикратоновых грабенов, характеризующихся сокращением мощности коры, большими мощностями осадочных отложений, активизацией магматической деятельности и высоким тепловым потоком. Выделены три этапа магматической деятельности. Глубина залегания астеносферного плюма под Северо-Китайской равниной соотносится с составом магмы и временем её извержения.

В пределах К-Кп развиты две различающиеся по морфологии, истории, кинематике и, очевидно, происхождению крупные рифтовые системы: западная, Циркум-Ордосская и восточная,

Восточно-Китайская. Основные нефтегазоносные бассейны связаны с Восточно-Китайской рифтовой системой, протяженность которой достигает 1500 км, а ширина в средней части – 300-450 км. Она протягивается через Северо-Китайскую равнину, залив Бохай Желтого моря, Ляодунский залив, впадину Ляохэ на севере и далее вдоль долин рек Сунгари и нижнего Амура уходит на северный Сахалин и во впадину Охотского моря. Ее восточным ограничением служит зона сдвига Танлу, а на юге – Северо-Циньлинский сдвиг. Система обладает сложным внутренним строением, относится к категории полирифтовых и состоит из серии грабенных, разделенных более узкими горстами. Развитие системы началось еще в раннем эоцене и закончилось к миоцену, когда на ее месте начала формироваться широкая и плоская Северо-Китайская синеклиза.

Северо-Китайский нефтегазоносный бассейн (НГБ) является одним из крупнейших в Китае и занимает площадь в 310 тыс. км². Он находится в центральной и южной частях Северо-Китайской равнины, в акватории Ляодунского и Бохай заливов Желтого моря и занимает крупный прогиб. К НГБ приурочены две впадины – синеклизы: северная – Бохайваньская и южная – Кайфан-Хэфэйская, разделенные разломом северо-восточного простирания, в общем совпадающим с долиной р. Хуанхэ. В южной части линейного элемента расположен крупный (примерно 200×1000 км) рифтогенный бассейн Бохайвань, общая мощность кайнозойских осадочных толщ в котором достигает 4,7–10 км. Он содержит многочисленные месторождения нефти и газа и является вторым районом по запасам УВ в Китае.

Глубинное строение Восточно-Китайской рифтовой системы характеризуется заметным утонением земной коры от 28-32 км в центральной части до 34-40 км на периферии, а кровля астеносферы поднимается здесь до 80 и даже 60-45 км по сравнению со 100-150 км на окружающей территории, т.е. налицо проявление мантийного диапиризма.

По материалам международного проекта «Геотраверс» толщина литосферы Северо-Китайской равнины – 50-100 км. Для понимания глубинного строения региона использовались материалы международного проекта «Геотраверс» российско-японско-китайского научного сотрудничества, программа которого была разработана в Геофизическом центре РАН. Один из геотраверсов пересекает регион Северо-Китайской равнины, Восточно-Китайского моря и Филиппинской котловины. Результаты расчетов глубинных температур вдоль геотраверса свидетельствуют о том, что чем древнее литосфера, тем глубже расположены изотермы [3].

Как упоминалось выше, под Северо-Китайской равниной с её нефтегазоносными осадочными бассейнами активизировавшийся в кайнозойское время астеносферный диапир расположен на глубине 50-70 км. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных осадочных впадин.

Наиболее полная геотермическая изученность в регионе проведена в осадочных впадинах, большинство из которых принадлежит к мезозойско-кайнозойским рифтогенным бассейнам континентальных окраин. Все они обладают высокими значениями теплового потока (ТП) и геотермических градиентов (ГГ). ТП на Сино-Корейском щите изменяется от 30 до 82 мВт/м². Самые высокие ГГ наблюдаются во впадинах Сунляо – 44 К/км (где расположено крупнейшее месторождение УВ Дацин), Ляохэ – 38 К/км и Бохайская – 40 К/км.

Наиболее изученный район Северо-Китайской равнины — залив Бохай Желтого моря. Растяжение коры в палеогеновое время привело к извержению базальтовой магмы, лавовые потоки которой слагают совместно с осадочными породами эоценовые и олигоценные формации. В неоген-четвертичное время эти рифтовые структуры были перекрыты осадками. Так сформировались осадочные бассейны Желтого моря. Осадочный чехол сложен терригенно-карбонатными породами рифея (синия) и нижнего палеозоя (кембрий–ордовик); морскими и континентальными породами верхнего палеозоя, в основном, песчано – глинистыми с прослоями вулканогенных и отложений мезозоя; породами континентальных терригенных фаций кайнозоя, преимущественно озерного и флювиогляциального генезиса. Нефтегазоносны почти все стратиграфические под-

разделения разреза. Но основными продуктивными горизонтами бассейна являются дельтовые и русловые песчаники миоцена.

Одной из наиболее богатых УВ ресурсами частью бассейна Бохайского залива является впадина Дунин на Шаньдунском полуострове. Из отложений осадочного чехла здесь повсеместно распространены только породы палеогена и неогена. Основными нефтематеринскими комплексами палеогена являются среднеэоценовые глины и горючие сланцы среднего и верхнего эоцена. По данным Чэнь Сяо Цзюня [4], эти породы генерировали большую часть УВ (до 97,3 %), которые сконцентрированы в месторождениях УВ впадины Дунин. Самыми крупными месторождениями здесь является Лянцзялоу, площадью 180 км² и Нючжуан.

Чэнь Сяо Цзюнь так оценивает перспективность нефтегазоносности впадины: «Впадина Дунин является одной из богатейших рифтовых впадин не только в бассейне Бохайского залива, но и во всем Тихоокеанском регионе, чему способствовали унаследованный характер геологического развития, а также оптимальное сочетание нефтематеринских отложений, пород-коллекторов и флюидоупоров, замещающих друг друга как на площади, так и в разрезе».

Следующим фактором, благоприятствующим онтогенезу УВ и сопутствующим разломной тектонике, служит большая мощность осадков в перспективных для генерации УВ структурах. Все месторождения Северо-Китайского НГБ приурочены к огромной по площади распространения и мощности осадков древней устьевой части р. Хуанхэ, которая ежегодно выносит в залив Бохай в среднем от 35 до 40 кг/м³ взвешенных наносов, что приводит к накоплению в её устьевой части мощных осадочных толщ с большим количеством органики.

По данным Лисицина А.П. [4], главная часть осадочного материала накапливается близ мест поступления — на участках быстрого и сверхбыстрого осадконакопления в результате лавинной седиментации. Так как для этого процесса решающее значение имеет гипсометрическое положение, то Лисицын А.П. выделяет «три главных глобальных уровня седиментации, отвечающих перегибам гипсографической кривой Земли, т.е. местам, где теряется живая сила гравитационных потоков. Эти уровни: 1 – устья рек, 2 – основания континентальных склонов, 3 – глубоководные впадины (желоба) активных окраин континентов. Они различаются по высотному положению на 4-10 км, связаны между собой осадками по вертикали, образуют единую седиментационную систему Земли».

В устье р. Хуанхэ скорости осадконакопления достигают 52800 Б, а значения более 1000 Б (соответствующие сверхбыстрому осадконакоплению) распространены очень широко. Для донных осадков пелагических частей океана используется единица скорости седиментации Б (единица Бубнова) – мм/1000 лет. Р. Хуанхэ имеет сравнительно небольшой водосборный бассейн, сложенный лессами, что приводит к их быстрому размыву и является второй по значению осадочной системой современности.

Отложение наносов вызывает рост дельты р. Хуанхэ способствуя её повышению и перемещению (до 290 м в год). За последние 4000 лет в её нижнем течении зафиксировано свыше 20 перемещений. При больших перемещениях русла (достигавших 800 км) Хуанхэ сливалась на севере с р. Хайхэ, на юге – с р. Хуайхэ и впадала в Жёлтое море – то к северу, то к югу от Шаньдунского полуострова. Последнее значительное перемещение русла произошло в 1938 г. Эти процессы привели к образованию огромной выпуклой аккреционной линзы – формирующейся дельты в области открытого моря, к которой и приурочены крупные месторождения УВ.

Подводя итог вышеизложенному, можно сделать вывод: онтогенез УВ Северо-Китайского НГБ обусловлен благоприятным сочетанием выше изложенных факторов

ЛИТЕРАТУРА

1. Лисицын А.П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверх быстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в мировом океане // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 4. С. 373-400.

2. Рапацкая Л.А., Буглов Н.А., Хао Дунхэн. Некоторые аспекты геодинамики и геотермии в связи с нефтегазоносностью Сибирской и Северо-Китайской платформ // Вестник ИргТУ, 2012. №10(69). С. 78-84.
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов А.В. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник «КРАУНЦ», серия Науки о Земле, 2007. № 1.
4. Чэнь Сяоцзюнь, Колюхов А.И. Литолого-фациальные типы, коллекторские свойства и нефтегазоносность палеогеновых отложений впадины Дунин (бассейн Бохайского залива, КНР) // Материалы VIII международной конференции «Новые идеи наук о Земле». М.: ФГУП РФ ВНИИ Геосистем, 2007. С. 116-120.

СТРУКТУРА, КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ И ТЕКУЩИЕ ДЕФОРМАЦИИ КОРЫ ТУНКИНСКОЙ ДОЛИНЫ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Рассказов С.В.^{1,2}, Чувашова И.С.^{1,2}, Чебыкин Е.П.^{1,3}, Ильясова А.М.¹, Воднева Е.Н.^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН

г. Иркутск, rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск

³Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск

Байкальская рифтовая зона – центральная полосовидная зона поднятий и впадин Байкальской рифтовой системы, которая включает также Окинско-Тоджинскую и Центрально-Монгольскую рифтовую зоны. В опубликованных интерпретациях допускалась ведущая роль (в порядке появления): 1) образования Байкальской впадины при сопряженных крупномасштабных сдвиговых смещениях по Зыркузунскому (Главному Саянскому) разлому, 2) поперечных сдвиговых смещений в рифтовой зоне по северо-западным и субмеридиональным разломам, 3) боковых смещений по продольным субширотным трансформным разломам, 4) вращения с полюсом на северо-восточном окончании рифтовой зоны и 5) продольного изменения структуры рифтовой зоны, выраженного в меняющейся во времени активности раздвиговых и трансензионных сегментов. По интерпретационной схеме 4 предполагалось, что вращение в Байкальской рифтовой зоне охватывало только центральную и северо-восточную части Байкальской рифтовой зоны и на ее юго-западную часть не распространялось.

Мы реконструируем развитие рифтовых структур на основе анализа пространственно-временного распределения осадочных бассейнов, поднятий и вулканизма рифтогенного (литосферно-астеносферного), нерифтового (подлитосферного) типов [3] и развиваем систему мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах из активных и потенциально активных разломов для выявления наличия деформационного эффекта Чалова-Чердынцева [5; 7]. Какая же из пяти обозначенных схем может использоваться для прогноза места и времени крупных сейсмических событий с расстановкой приоритетов мониторинга ныне активных разломов?

При анализе распределения афтершоков Култукского землетрясения 2008 г. предполагалось динамическое единство Южно-Байкальской впадины и Тункинской рифтовой долины [1], хотя уже давно на основе данных о вулканизме сделан вывод о том, что процессы Центрально-Азиатской орогенной системы наложены на юго-западную часть Байкальской рифтовой системы, а ее центральная и северо-восточная части не подвержены такому наложению. Продольное изменение характера деформаций в общем подтвердилось не только резкой сменой механизмов очагов землетрясений вдоль рифтовой зоны, но и сменой движений верхней части коры по данным GPS-геодезии [6].

На западном побережье Южного Байкала вулканическая деятельность была сосредоточена в субмеридиональных Камарской и Быстринской зонах во временном интервале 18-12 млн. лет назад. Обе зоны пересекали Тункинскую рифтовую долину и Главный Саянский разлом. Предполагавшиеся прежде по изгибам речных долин крупномасштабные кайнозойские сдвиговые смещения вдоль этих структур (интерпретационные схемы 1 и 3) не подтвердились. Получила обо-

снование гипотеза структурного контроля вулканизма субмеридиональными зонами трансенсии (сочетание интерпретационных схем 4 и 5) [4].

Юго-западная часть Байкальской рифтовой зоны унаследовала часть мел-палеогеновой Тунка-Еравнинской рифтовой зоны. Развитие собственно Байкальской рифтовой зоны выразилось в осадконакоплении и вулканизме с конца олигоцена – начала миоцена (24-18 млн. лет назад), а ее северо-восточной части – только со среднего миоцена (16-14 млн. лет назад) (интерпретационная схема 5). В дальнейшем основные структурные перестройки проявились в позднем миоцене (9-5 млн. лет назад) и в квартере (2,3-2,0 и 0,6 млн. лет назад). Результатом структурных преобразований, начавшихся в позднем миоцене, явились мощные горообразовательные движения с накоплением во впадинах молассоидов аносковского горизонта.

В рифтовом сегменте Тункинской долины различаются три структурных секции: Центральная (Тункинская), Восточная (Еловско-Култукская) и Западная (Ниловско-Мондинская). Центральной секции соответствует широкая (до 30 км) и глубокая (до 2,5 км) Тункинская рифтовая впадина. Две другие секции претерпевали инверсию тектонических движений, осложнившую рифтовую долину. В этих секциях ширина долины сокращалась с выклиниванием осадочных и вулканогенно-осадочных линз и смыканием ее бортов.

Инверсионные движения, по-видимому, отражали эффект наложения на рифтогенез в Байкальской системе процессов конвергенции в Центрально-Азиатской орогенной системе, обусловленных Индо-Азиатским взаимодействием. Подобная смена рифтогенных движений инверсионным поднятием территории произошла, к примеру, в позднем миоцене в северной части рифта Рио-Гранде в результате вращения блока Плато Колорадо по часовой стрелке [2]. Более существенные инверсионные позднекайнозойские движения выражены в орогенной структуре Тянь-Шаня.

Влияние эффекта конвергенции с инверсией движений, возможно, проявилось уже на раннем (олигоцен-среднемиоценовом) этапе растяжения в Тункинской долине в поднятии Еловско-Култукской структурной секции 20-18 и 16-15 млн. лет назад. Явные инверсионные движения определены здесь на этапе завершения объемных вулканических извержений около 9-8 млн. лет назад. Результатом явилось эрозионное врезание меандр бассейнов рек Зун-Мурин и Маргасан в вулканическую толщу, последовательно накопившуюся к этому времени начиная с 16 млн. лет назад. Инверсионные движения, усилившиеся в квартере, сопровождались перекосом поверхности Еловского отрога в сторону Тункинской впадины.

Аномально высокие значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (от 2,0 до 3,3) определены в подземных водах из скважин, родников, термальных и минеральных источников в зонах перехода от секций преимущественного растяжения в Тункинской, Южно-Байкальской и Хубсугульской впадинах к Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинской секциям тектонических инверсий. Локальный характер проявления деформационного эффекта Чалова-Чердынцева противоречит гипотезе о едином боковом скольжении коры вдоль Тункинской долины или Главного Саянского разлома (т.е. интерпретационным схемам 1 и 3). При разработке подходов к сейсмическому прогнозу в Тункинской долине мы принимаем интерпретационную схему 5 и предполагаем, что распределение сейсмической энергии в коре контролируется поперечными (субмеридиональными) зонами разломов, влиявшими на пространственно-временное распределение кайнозойского вулканизма и определившими инверсии тектонических движений в рифтовой долине.

Работа проводится по проекту Российского научного фонда 2014-14-579-0057-2463.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арфьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К. Култукское землетрясение 2008 г. с $MW = 6.3$ на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 11. С. 44–62.
2. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.
3. Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 308 с.

4. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18-12 млн. лет назад // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013 а. V. 4. N. 2. P. 135-168. doi:10.5800/GT2013420095.
5. Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Михеева Е.А., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Дэмбэрэл С. Перспективы мониторинга урана и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах активных разломов центральной части Байкальской рифтовой зоны и сопредельной территории Монголии // *Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: тезисы докладов IX Международной школы-семинара*. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013 б. С. 71.
6. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // *Геотектоника*, 2011. № 5. С. 52-70.
7. Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Михеева Е.А., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Мониторинг U и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах активных разломов на западном замыкании Южно-Байкальской впадины Байкальской рифтовой зоны // *Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы*. Мат-лы Всероссийского симпозиума с международным участием. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 168-173.

Покровно-складчатая структура Тункинских гольцов Восточного Саяна как индикатор раннепалеозойской аккреции террейнов Байкал-Хубсугульского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса

Резницкий Л.З.¹, Школьник С.И.¹, Травин А.В.², Бараш И.Г.¹

¹Институт земной коры СО РАН

г. Иркутск, sink@crust.irk.ru

²Институт геологии и минералогии СО РАН

г. Новосибирск, travin@igm.nsc.ru

С конца 80-х – начала 90-х годов прошлого столетия с накоплением изотопно-геохронологических данных все более общепринятым становилось представление, согласно которому аккреционно-коллизийные процессы и сопровождающие их метаморфизм и магматизм в северо-восточных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) имели место в раннем палеозое (каледонская орогенез). В последние несколько лет появились данные о решающей роли в формировании мозаичной структуры северо-востока ЦАСП позднепалеозойских (герцинских) тектоно-метаморфических поясов [1, 2, 3]. Главным аргументом послужили позднепалеозойские Ar–Ar датировки метаморфических минералов в породах Тункинских гольцов Восточного Саяна.

Действительно, к одному из наиболее ярких проявлений и следствий аккреционно-коллизийных процессов в геологическом строении территорий относится развитие крупных надвигов и формирование покровно-складчатых структур. К таким районам, с четко выраженным покровно-складчатым строением и принадлежит значительная площадь Тункинских Гольцов Восточного Саяна, находящихся вблизи границы ЦАСП с Сибирским кратоном). В составе Тункинских гольцов, согласно [4], выделяется три структурно-вещественных комплекса, каждый со своей собственной стратификацией. Два из них, считающиеся близкими по возрасту протолитов, но различающиеся по формационной принадлежности, находятся в тектоническом совмещении и классифицированы как автохтон и аллохтон. Третий структурно-вещественный комплекс несогласно перекрывает предыдущие и назван неоавтохтоном. В составе автохтона участвуют три свиты (снизу): существенно терригенная верхнешумакская, горлыкская – преимущественно карбонатная (доломитовая) и араошейская – карбонатная и кремнисто-карбонатная. Аллохтон включает две свиты – уртагольскую и толтинскую, сложенные близким набором литотипов пород, но в разных количественных соотношениях. В уртагольской свите больше терригенных, а в толтинской – карбонатных пород, и в обеих свитах значительна роль метавулканитов. Неоавтохтон сложен грубообломочными породами сагансайрской свиты. Породы автохтона и аллохтона испытали метаморфические преобразования широкого фациального диапазона, достигавшего сред-

них ступеней амфиболитовой фации. Вследствие метаморфизма тектоническая граница между автохтоном и аллохтоном почти нигде не фиксируется в виде милонитов зоны (сместителя) надвига, перекристаллизованных вместе с прилегающими породами. Обоснование автохтонной и аллохтонной природы двух толщ в большей мере основано на их резком формационном отличии, свидетельствующем о разных палеотектонических обстановках накопления.

Формационный ряд автохтона диагностируется как шельфовый, характерный для палеотектонических обстановок шельфов пассивных окраин, а также современных микроконтинентов. Толща автохтона уверенно сопоставляется (коррелируется) с венд-кембрийским субплатформенным осадочным чехлом Тувино-Монгольского массива (палеомикроконтинента). Свиты аллохтона, с обычным для них присутствием вулканитов андезит-базальтовой серии, по формационному набору в наибольшей степени соответствуют комплексам, накапливающимся в палеогеодинамических обстановках окраинных морей (задуговых бассейнов) на коре океанического или переходного типа.

Резкое формационное различие толщ аллохтона и автохтона практически исключает возможность их совместного накопления в одном седиментационном бассейне, и сочленение в одном вертикальном разрезе могло быть только тектоническим, иначе говоря, результатом покровообразования. Очевидно, близко-одновременно с покровно-складчатыми деформациями происходили и метаморфические преобразования, охватившие толщи автохтона и аллохтона. Время проявления последнего ограничивает временной предел покровообразования. Толщи автохтона и аллохтона охвачены полифациальным метаморфизмом кианит-силлиманитового типа по давлению с диапазоном от низов фации зеленых сланцев до среднетемпературной амфиболитовой. По появлению индекс-минералов в метапелитах откартированы изограды биотита, граната, ставролита и силлиманита (фибролита). Анализом парагенезисов и микрозондовых профилей в гранатах установлен прогрессивный характер метаморфических переходов, т.е. доказана одновременность разноуровневых метаморфических преобразований или одноактность полифациального метаморфизма. Изограды дискордантны относительно стратиграфических границ и тектонической границы аллохтона и автохтона. Степень метаморфизма в Тункинских гольцах в целом возрастает с севера к югу, и выявленная здесь метаморфическая зональность хорошо согласуется с метаморфической зональностью Хамардабанского террейна – изограды образуют общий единый рисунок, накладывающийся на границы террейнов.

Для завершающей разрез аллохтона толтинской свиты, т.е. верхней части метаморфизованной толщи, по неоднозначным палеонтологическим данным предполагался силурийско-нижнедевонский возраст. Соответственно, считалось, что время проявления полифациального прогрессивного метаморфизма не могло быть древнее девона. Между тем, в 90-х гг. был установлен раннеордовикский возраст метаморфизма слюдянского комплекса (Хамардабанский террейн), а к настоящему времени появились многочисленные датировки, показывающие широкое развитие во всем Байкал-Хубсугульском регионе син-постколлизии гранитоидов ордовикского возраста, не испытавших метаморфических преобразований, т.е. постметаморфических [5 и др.]. Стала очевидной необходимость более надежной оценки возраста зонального метаморфизма в Тункинских гольцах, явно не согласующихся с общей картиной.

Для изотопного датирования выбран образец слюдисто-полевошпатового кальцифира, отобранный из горлыкской свиты автохтона вблизи изограды ставролита. Порода содержит достаточно крупные, удобные для ручного отбора идиоморфные и субидиоморфные кристаллы розоватого полевого шпата. Рентгеноструктурным и химическим анализами установлено, что плагиоклаз относится к почти чистому альбиту (95 мол.%). В альбите заметна примесь железа, скорее всего в трехвалентной форме, видимо обусловившая розоватую окраску минерала. Морфология, однотипное строение (простые двойники по альбитовому закону) и выдержанный состав кристаллов не оставили сомнений в синметаморфической кристаллизации полевого шпата.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения осуществлены на масс-спектрометре «Micromass 5400» методом ступенчатого прогрева в ИГМ СО РАН после выделения ступенчатым прогревом в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева и очистки с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров [6]. Холостой опыт по ^{40}Ar не превышал $n \times 10^{-10}$ нсм³. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески стандартных образцов биотита МСА-11 (возраст 311 млн лет), откалиброванного с помощью международных стандартных образцов мусковита Вегн 4m, биотита LP-6. Нейтронный градиент не превышал 0,5 % на размере образца.

По результатам изотопных исследований в спектре полевого шпата после двух низкотемпературных ступеней, характеризующихся повышенными значениями возраста, наблюдается четкое плато (90 % выделившегося ^{39}Ar), для которого рассчитано значение $487,6 \pm 4,4$ млн. лет. Температура закрытия K/Ar изотопной системы калиевого полевого шпата составляет 220 °C [7]. Учитывая, что для натриевого полевого шпата температура закрытия должна иметь близкое значение, она заведомо ниже температур, соответствующих пику метаморфизма в пределах кианит-ставролитовой (силлиманит-ставролитовой?) фации. С учетом сказанного, полученная датировка соответствует времени завершения полифациального метаморфизма.

Таким образом, полифациальный метаморфизм в Тункинских гольцах имел место в раннем ордовике, в тот же временной период, что и прогрессивный метаморфизм в Южном Прибайкалье, Хамар-Дабане, Китайкинском террейне, северной части Джидинского террейна и, скорее всего, в Восточном Прихубсугулье (Монголия) [5, 8 и др.]. Именно это время завершения аккреционно-коллизионных процессов в Байкал-Хубсугульском регионе и на значительной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Что касается позднепалеозойских датировок по биотиту и амфиболу, то они получены в относительно узкой зоне влияния Главного Саянского разлома и не распространяются на всю область Тункинских гольцов и сопряженные террейны ЦАСП.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбонатового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточный Саян, Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2009. № 4. С. 1-4.
2. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и кменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика, 2011. № 12. С. 2075-2086.
3. Рябинин А.Б. Позднепалеозойская покровно-складчатая структура юго-западного обрамления Сибирского кратона. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2012. 98 с.
4. Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
5. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1997. Т. 5. С. 227-239.
6. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромова С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009. Т. 11. С. 1181-1199.
7. Foland K.A. Argon diffusion in feldspars. In Feldspars and their Reactions (Ed. I. Parsons). 1994, Kluwer, Amsterdam, P. 415-447.
8. Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосенко А.М. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007. Т. 414. № 4. С. 518-522.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ

ЕВРАЗИЙСКИЙ КОНТИНЕНТ – ТИХИЙ ОКЕАН

Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.

Геофизический центр РАН

г. Москва, rodnikov@wdcb.ru

Построены геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану (регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей) [1, 2, 3, 4]. Изучено глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными и вулканическими зонами, установлена роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры, проведена корреляция между геологическими структурами, тектоно-магматической активностью и строением верхней мантии, выделены зоны повышенного сейсмического риска. Регион исследования представляет собой тектонически активную переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану, включающую вулканогенные пояса, окраинные моря и островные дуги. Земная кора здесь разбита на отдельные плиты, находящиеся в постоянном движении друг относительно друга, а некоторые плиты испытывают погружение под другие, что приводит к извержениям вулканов и катастрофическим землетрясениям, часто сопровождающимся цунами. По данным наблюдений наибольшая скорость движения характерна для Тихоокеанской плиты, которая перемещается в Северо-Западном направлении со скоростью 72,6 мм/год. Скорость перемещения Тихоокеанской плиты уменьшается на стыке с Филиппинской плитой в районе Марианского желоба до 22 мм/год. Евразийская плита движется навстречу Тихоокеанской в юго-восточном направлении со средней скоростью порядка 30,2 мм/год. Индо-Австралийская плита по данным наблюдений движется в северо-восточном направлении со скоростью 64,3 мм/год [6].

Геодинамика региона Охотского моря. Начиная с палеогена, в пределах региона происходили тектонические процессы, сопровождавшиеся формированием задуговых бассейнов, рифтов, сдвигов, грабенов и горстов, обусловленные глубинными субдукционными явлениями, связанными с погружением тихоокеанской плиты под континент, а также с коллизией литосферных плит, активизированной в то время. Эти процессы сопровождались землетрясениями, извержениями вулканов, тектоническими подвижками, вызывавшими деструкцию земной коры. Наиболее высокая сейсмическая и вулканическая активность отмечена вдоль Курильской островной дуги. На западе Охотоморская плита ограничена глубинными разломами, простирающимися вдоль Сахалина. Здесь землетрясения локализуются, в основном, в коре. Верхняя мантия под Охотским морем характеризуется как горизонтальными, так и значительными вертикальными неоднородностями. Астеносфера образует диапировые выступы под Курильской котловиной и прогибом Татарского пролива, в основании этих структур расположены рифты – спрединговые центры. Дегазация верхней мантии связана с апвеллингом астеносферного диапира к подошве земной коры, что привело к расколам литосферы и излияниям магматических расплавов. В Татарском проливе, где обнаружены нефтегазовые проявления, выделены три этапа магматической активности, свидетельствующие о различных глубинах областей магмогенерации: эоцен-олигоценные (55-24 млн. лет) базальтоиды; нижне-среднемиоценовые (23-15 млн. лет.) толеиты, к этому времени приурочено формирование месторождений углеводородов, и среднемиоценовые-плиоценовые базальты и андезиты.

Связанные с грабенами Южно-Курильской впадины базальтоиды включают ранне-среднемиоценовые (14-11 млн. лет) базальты, средне-позднемиоценовые (9-7 млн. лет) базальты и андезиты, близкие толеитовой серии и базальтоиды известково-щелочной серии (1,07 и 0,84 млн. лет) [5].

Геодинамика региона Филиппинского моря и Северо-Китайской равнины. В тектоническом отношении Филиппинское море образует литосферную плиту, расположенную между Евразий-

ской и Тихоокеанской плитами. С запада и востока плита ограничена современными субдукционными зонами, где в настоящее время происходит погружение – на востоке океанической плиты под Марианскую островную дугу, а на западе Филиппинской плиты под островную дугу Рюкю. Землетрясения на территории Китая происходят в основном в земной коре на глубине до 30 км и приурочены к верхней границе проводящего слоя, обычно расположенного внутри слоя пониженных скоростей земной коры. Кроме того, под сейсмоактивными зонами Китая отмечается подъем кровли астеносферного слоя. Далее к в восточном направлении сейсмичность развивается почти исключительно в области островных дуг Рюкю и Марианской. Зона Беньофа островной дуги Рюкю характеризуется развитием как поверхностных, так и промежуточных землетрясений. Сейсмофокальная зона Марианской островной дуги прослеживается на глубину чуть более 700 км. В области Марианского трога отмечаются многочисленные слабые мелкие землетрясения. Максимум числа этих землетрясений располагается в верхней части коры, а наиболее глубокие из них – на глубине 12-15 км. Астеносферный слой залегает под четвертичным Марианским трогом на глубине 10 км, под миоценовой котловиной Паресе-Вела – 30 км, а под эоценовой Западно-Филиппинской котловиной – 50-80 км. В Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50-70 км. Марианский трог представляет собой междугубовый бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность. Отмечается соотношение между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем большая плотность теплового потока и более молодой возраст формирования глубоководных осадочных впадин. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми глубоководными впадинами региона Филиппинского моря. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астено-сферы непосредственно к подошве земной коры.

Северо-Китайская равнина, представляющая собой древнюю докембрийскую платформу в кайнозойское время испытала тектоническую активизацию. Несколько эпох растяжения привели к формированию внутрикратоновых грабенов, выполненных нефтеносными отложениями. Выделены три этапа магматической деятельности. Палеогеновые базальты, в основном эоценовые, представлены толеитами. Неогеновые щелочные оливиновые базальты близки по составу континентальным толеитам. Четвертичные эффузивы представлены пересыщенными щелочными базальтами. Система грабенов, контролирующая базальты, выражена в глубинном строении сокращением мощности коры и литосферы, высоким тепловым потоком и локализацией сейсмичности. Отмечается соотношение между составом магмы, временем ее извержения и глубиной залегания астеносферного диапира под Северо-Китайской равниной (рис.). 80-60 млн. лет назад на поверхности изливалась толеитовая магма, астеносфера располагалась на глубине около 50 км. В то время сформировались основные грабеновые структуры Северо-Китайской равнины, заполненные нефтеносными осадочными отложениями. В неогеновый период толеитовая магма сменилась магмой оливиновых базальтов в связи с погружением астеносферного диапира на глубину примерно 70 км. В четвертичный период магматизм сменился щелочными базальтами, слагающими отдельные вулканические конусы, а очаги магмообразования погрузились на глубину около 100 км.

Геодинамика региона Южно-Китайского моря. Формирование структур региона связано с коллизией Индо-Австралийской, Евразийской и Тихоокеанской плит, происходившей в кайнозойскую эру, субдукционные процессы которой привели к активному вулканизму и сейсмичности. Расположение почти 60 тысяч очагов землетрясений, зарегистрированных за период с 1904 по 2012 гг. мировой сейсмологической сетью, хорошо отражает тектоническую картину региона. Преобладают мелкофокусные землетрясения (73 %) с глубиной до 100 км. Глубокофокусные зем-

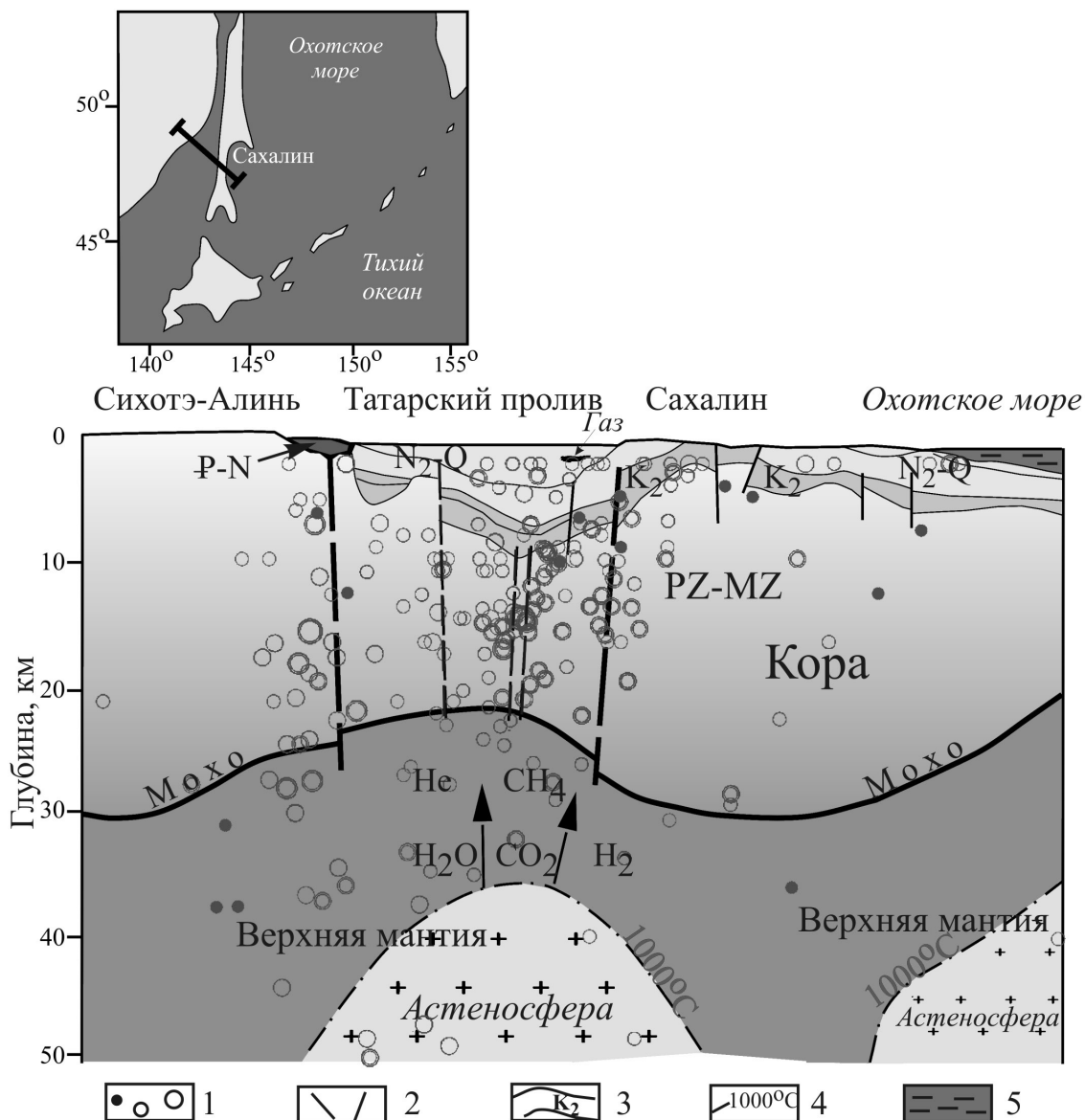


Рис. Связь между составом и возрастом извержения магмы и строением литосферы Северо-Китайской равнины. В палеогене астеносфера, содержащая магматические очаги, под Северо-Китайской равниной располагалась на глубине около 50 км, в неогене глубина до астеносферы составила примерно 70 км, а в четвертичное время астеносфера опустилась до глубины 100 км. Сейсмический разрез, справа от графика, показывает области в верхней мантии с пониженными скоростями сейсмических волн.

летрясения, с глубиной более 300 км, сосредоточены в Индонезийской и Филиппинской зонах субдукции – в задуговых бассейнах, где субдукционные процессы приводят к активной сейсмичности. Зона Беньофа установлена под морями Банда и Сулавеси, простирающихся, соответственно, на глубину до 400 и более 600 км. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25–30 км под островными дугами и 10–15 км под окраинными морями. Астеносфера занимает высокое положение под глубоководными котловинами окраинных морей, где на поверхности прослеживаются рифтовые структуры, бывшие ранее спрединговыми центрами, с толеитовым магматизмом. Лишь в пределах континентальных окраин толщина литосферы увеличивается до 70–100 км. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры

Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и проявлению сейсмичности в восточной части разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ. Грант № 12-05-00029-а/

ЛИТЕРАТУРА

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря «Вестник КРАУНЦ», серия «Науки о Земле», 2005. № 5. С. 45-58.
2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы. Вестник КРАУНЦ, серия «Науки о Земле», 2007. № 1. Вып. 9. С. 79-89.
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря. Вестник КРАУНЦ, серия «Науки о Земле», 2010. № 1. Вып. 15. С. 231-242.
4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Нисилевич М.В. Глубинное строение региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ, серия «Науки о Земле», 2011. № 2. Вып. 18. С. 52-72.
5. Филатова Н.И., Родников А.Г. Охотоморский геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения. Доклады Российской Академии наук, 2006. Т. 411. № 3. С. 360-365.
6. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А., Нисилевич М.В. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф переходной зоны Евразия – Тихий океан. Вестник ОНЗ РАН, 2013. 5. NZ 6001. DOI: 10.2205/2013NZ000

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Розен О.М.

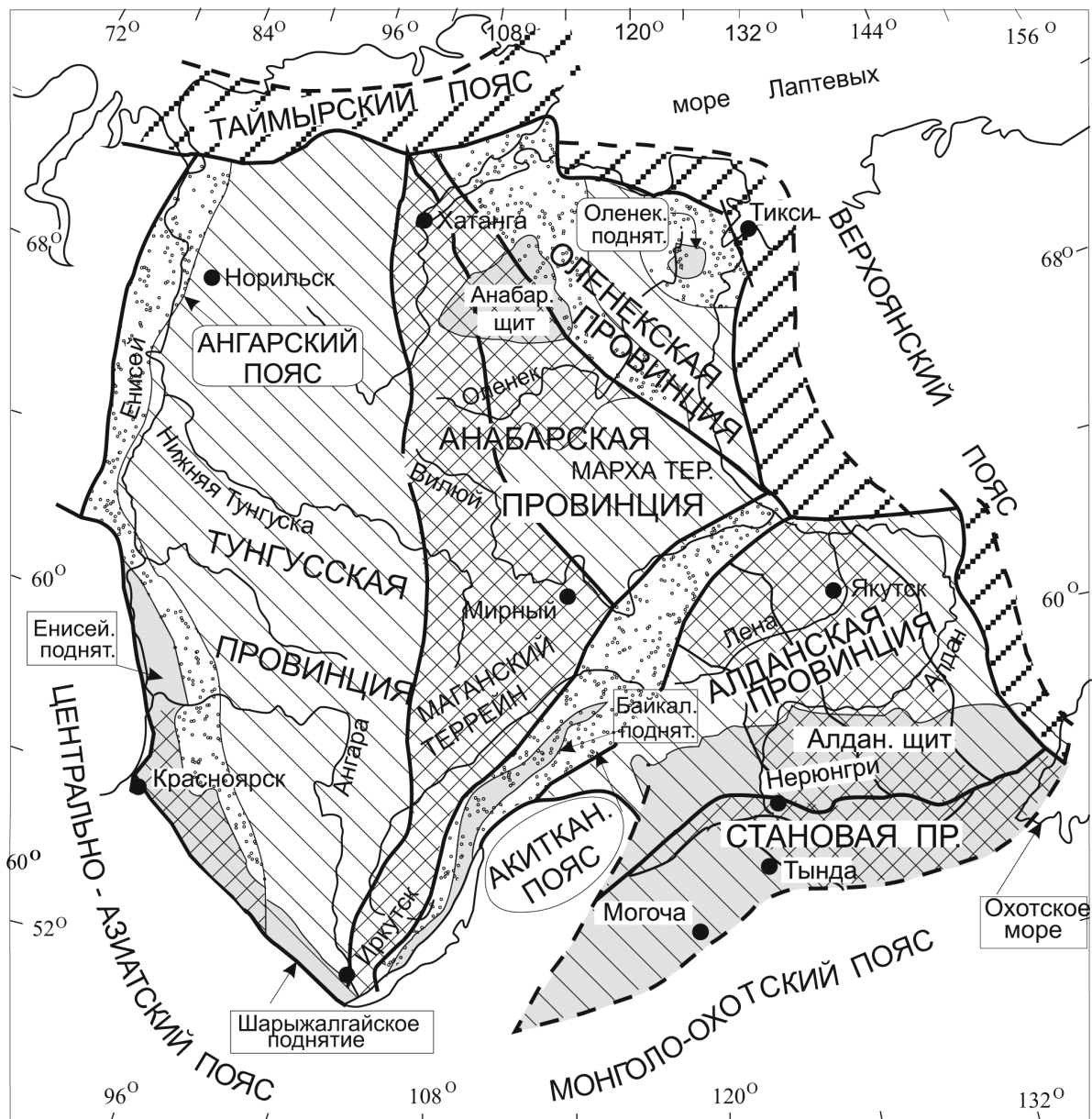
*Геологический институт РАН
г. Москва, roseno@yandex.ru*

Структура Сибирского кратона определяется двумя главными элементами: тектоническими блоками (террейнами) в десятки и сотни километров в поперечнике, и разломными (коллизийными) зонами, длина которых нередко превышает тысячу километров при ширине до 30 км [1]. Возраст вещества террейнов (время отделения от мантии) образует четыре группы значений: 3,5, 3,3, 3,0 и 2,5 млрд. лет, что указывает на их изначально независимое возникновение, предположительно в форме микроконтинентов (рис.). 2,4-2,1 млрд. лет назад микроконтиненты перекрывались осадочно-вулканогенными толщами, превращенными в складчатые пояса. Террейны вместе со складчатыми поясами сочленяются по разломным зоны (коллизийные зоны, сутурные швы), которые имеют надвиговую природу. Внутри них 1,9 и 1,8 млрд. лет назад выплавлялись гранитоиды, а в прилегающих террейнах протекал ареальный гранулитовый метаморфизм. Оба одновременных процесса являются прямым результатом термальной релаксации в утолщенной коре коллизийной призмы [2]. Сибирский кратон возник как единое целое в конце палеопротерозоя в результате слипания (амальгамации, аккреции) архейских микроконтинентов.

Террейны объединяются в тектонические провинции (супертеррейны): Тунгусскую, Анабарскую, Оленекскую, Алданскую и Становую (рис.). Предполагается, что Сибирский кратон является частью палеопротерозойского суперконтинента (Кенорленд, возраст 2,6 млрд. лет и Колумбия, 1,9 млрд. лет). Эти фрагменты выступали в качестве микроконтинентов со своими палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными чехлами, превращенными в процессе коллизии в складчатые пояса. Исключением является Аkitканский вулканогенный пояс, развивавшийся в конце палеопротерозоя в режиме островной дуги, а позднее – в процессе общей амальгамации – надвинутый на древнее основание и охваченный анорогенным кислым магматизмом (А-граниты).

ЛИТЕРАТУРА

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Ред. С.И. Митюхин. Москва: Научный мир, 2006. 212 с.
2. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры. Москва: Научный мир, 2001. 186 с.



Архейские террейны, 3.5-2.5 млрд. лет,

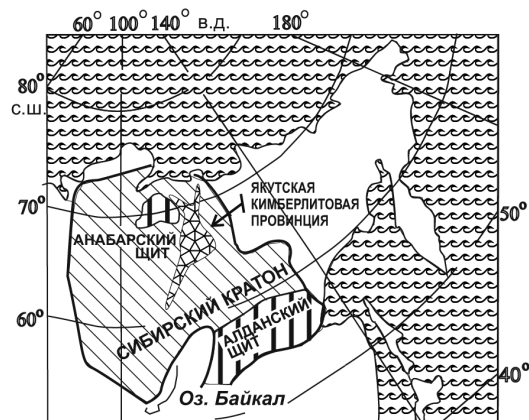
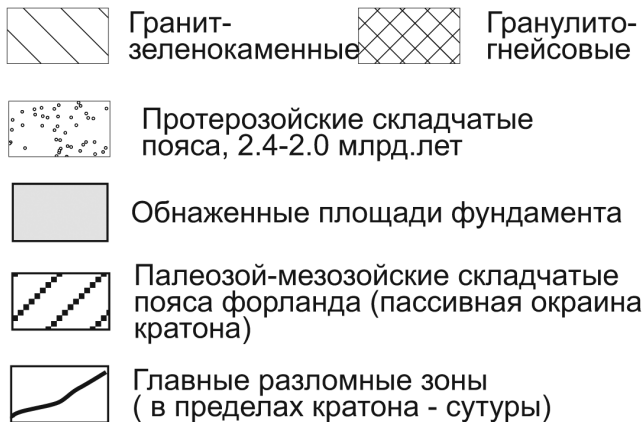


Рис. Структура Сибирского кратона.

КОРОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ В КИМБЕРЛИТАХ И МЕТАМОРФИТЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: НИЖНЯЯ КОРА ВЫДВИНУТА НА ПОВЕРХНОСТЬ?

Розен О.М.

Геологический институт (ГИН) РАН
г.Москва

Кора Якутской кимберлитовой провинции сформировалась как часть коры Сибирского кратона 1,8 млрд. лет назад, когда возникло коллизионное горное сооружение. После его размыва глубокие горизонты коры вышли на поверхность, а на возникшем пенеплене начали накапливаться, 1,65 млрд. лет назад, обломочные отложения раннего рифея, что обсуждалось ранее [2].

Коровые включения в кимберлитах характеризуют резкую латеральную неоднородность нижних горизонтов коры (табл.). Их состав в Далдынском и Маганском гранулит-гнейсовых террейнах (Мунское и Мирнинское кимберлитовые поля, соответственно) отвечает метабазит-плагиогнейсовой формации Анабарского щита, при глубине захвата включений 10-20 км. В Мархинском гранит-зеленокаменном террейне включения в кимберлитах Накынского поля характеризуют верхнекоровый гранито-гнейсовый комплекс амфиболитовой фации (глубина 0-10 км). Нижнекоровые гранулитовые комплексы этого террейна не находят аналогов на дневной поверхности: Далдынское поле – 50 % метабазитов, поднятых с глубин 20-30 км, и Алакитское поле – более 80 % метатерригенных и метакarbonатных пород, поступающих с глубин 10-30 км. В трубках Биректинского гранит-зеленокаменного террейна (трубки Обнаженная и Слюдянка) метабазиты слагают более 60 % коровых ксенолитов и, как можно предположить, фундамент таких (гранит-зеленокаменных) террейнов обогащен базитами.

Выявление связей в составе и строении коры и подстилающей литосферной мантии может представить интерес для уточнения перспектив алмазоносности Якутской кимберлитовой провинции.

Примечание к таблице.

Минералы, диагностированные в коровых ксенолитах, обозначены символами: Ap, Am, Bi; Ca, Cord, Cpx, Crnd, Ep, Ga, Gy, Grph, Hb, Ilm, Kfs, Ky, Mgt, Opx, Pl, Pyg, Pyrt, Q, Rut, Scp, Sil, Sp, Sulf, Ti, Ti-Mgt, Zr, – апатит, амфибол (большой частью роговая обманка), биотит, кальцит, кордиерит, клинопироксен, корунд, эпидот, гранат, гипс, графит, роговая обманка, ильменит, калишпат, дистен, магнетит, ортопироксен, плагиоклаз, пирит, пирротин, кварц, рутил, скаполит, силлиманит, шпинель, сульфиды, титанит (сфен), титано-магнетит, циркон, соответственно; «±» – присутствует не во всех включениях данной ассоциации.

*1) Приведены типоморфные ассоциации минералов, соответствующие описанным в на Анабарском щите, за исключением ассоциации № 9, где объединены разнообразные по возможному генезису породы, встреченные в небольшом количестве образцов коровых ксенолитов. Породообразующие минералы даны в порядке убывания содержания и разделены знаком «—», аксессуарные перечислены через запятую и отделены точкой с запятой, наложенные (предположительно) минералы регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации отделены знаком «//». Ксенолиты Накынского поля практически на содержат пироксенов.

*2) Кимберлитовые поля, в числителе номер поля : 1 – Мунское, 2 – Далдынское, 3 – Алакитское, 4 – Накынное, 5 – Мирнинское, в знаменателе – количество изученных ксенолитов.

*3) ДТ, МгТ, БТ, ВС, ХС – Далдынский, Маганский и Биректинский террейны; вюрбюрская и хапчанская серии; соответственно: метабазит-плагиогнейсовая формация (далдынская серия), плагиогнейсовая формация (верхнеанабарская серия), и карбонатно-гнейсовые формации (западная и восточная).

*4) Алданский щит, Сутамский террейн, Зверевский комплекс, гранулитовая фация [1].

*5) В числителе – относительное количество, %, в знаменателе – число образцов.

*6) По коровым включениям из суммы исключены гранито-гнейсы, а по разрезам Анабарского щита – исключены измененные (мигматизированные и т.п.) породы, мигматиты и гранитоиды.

*7) Включая кварцит.

*8) Анортозит.

Таблица. Распространенность петрографических типов коровых ксенолитов в кимберлитах Якутской алмазоносной провинции и соответствующих пород на Анабарском и Алданском щитах.

№	Реконструированный тип породы* ¹⁾	Встречаемость коровых включений в кимберлитовых полях, * ²⁾										% от суммарной мощности по обнаженным разрезам			
												Анабарский щит * ³⁾			
		1/46	2/585	3/507	4/242	5/37	ДТ	МгТ	МгТ/ВС	БТ/ХС	* ⁴⁾				
1	Определение, мин. состав Плагиогнейс, ± эндербит, чарнокит: Q-Pl±Kfs-Orx-Crx-Ga; Mgt, Ap, Rut, Zr//Hb, Bi	73,9* ⁵⁾	38,5	5,1	52,1	56,8	70,20	78,99	36,50	8,25	40,0				
2	Гранито-гнейс ± мигматит: Q-Pl-Kfs-Bi; Ap, Zr, Mgt		5,6	1,6	32,2	10,8									
3	Пироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (метабазит): Pl±Ga-Orx-Crx-Hb; Ti, Ap, Mgt //Am, Bi	10,9	9,1	8,9	7,8	5,4									
4	Пироксен-плагиоклазовый кристаллосланец (метабазит)с калишпагом: Pl±Ga-Orx-Crx-Hb; Ti, Ap, Mgt //Kfs, Am, Bi	5	53	45	19	2									
5	Амфиболит: Hb-Pl±Ga; Ti, Mgt//Bi, Kfs	13,0	29,6	1,6	1,2	10,8									
	<i>Всего метабазитов (№ 3-5), %</i>	6	173	8	3	4									
6	Гранат-пироксеновый гнейс (мегаграувакка): Q-Pl-Ga-Orx-Bi±Kfs; Ti, Ap, Ilm, Zr, Rut, Pyrt, Grph // Am	23,9	43,0	12,3	9,1	16,2	20,67	11,01	15,80	0,88	37,0				
	<i>Всего метатерригенных (№ 6-7), %</i>		1,7	17,2		5,4					37,48				
7	Высокоглиноземистый кристаллосланец (метапелит): Pl-Bi±Kfs-Cord-Ga-Sil, -Sp, Mgt, Grph//Am		1,9	49,1		8,1									
	<i>Всего метатерригенных (№ 6-7), %</i>		11	249		3									
8	Клинопироксен-плагиоклазовая известково-силикатная порода и кальцифир (метакарбонат): Pl-Crx±Ga±Orx±Q±Ca; Ap, Ti, Sulf, Grph//Hb, Bi, Kfs	-	3,6	66,3		13,5			3,15	24,50	37,48				
	<i>Всего метатерригенных (№ 6-7), %</i>		6,7	7,7		2,7			0,56	0,10	7,64				
9	Существенно плагиоклазовая или гранатовая, обычно биминеральная, порода: Pl±Ga ±Cord±Sil±Bi±Kfs; Ap, Mgt, Zr Rut, Sulf, Grph,	2,2	2,7	7,1	0,8						3,0 * ⁸⁾				
	<i>Сумма, %*⁶⁾</i>	100	94,6	98,4	67,8	89,2	91,43	93,25	84,44	93,40	100,0				

ЛИТЕРАТУРА

1. Годзевич Б.Л. 1986. Стратиграфия архея юга Алдано-Станового щита. Проблемы стратиграфии раннего докембрия средней Сибири. Наука, Москва, с.127-136.
2. Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. 2002. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре кратона, особенности состава верхней и нижней коры. Геология и геоф. Т.43, №1. С. 3-26.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РАСТВОРИМОСТИ КАРБОНАТОВ В ОХОТСКОМ МОРЕ НА ГРАНИЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА (ПО ДАННЫМ ФОРАМИНИФЕРОВОГО АНАЛИЗА)

Романова А.В.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
г. Владивосток, sandra_ru@bk.ru*

Изучение процессов осадкообразования в дальневосточных окраинных морях дает понимание не только региональных, но и общих закономерностей приконтинентального осадочного процесса. Охотское море характеризуется специфическими условиями осадконакопления, которые определяются его географическим положением. Планктонные фораминиферы, являющиеся чувствительными индикаторами изменений стратификации водной массы, температурного режима и солености поверхностных вод, всецело используются для расшифровки условий седиментации. В Охотском море растворение карбонатов имеет большое значение для сохранности раковин фораминифер. В свою очередь детальный анализ литературы показал, что данный аспект практически не изучен.

Исследование планктонных фораминифер в колонке 936 и сопоставление полученных данных с результатами других видов анализов: абсолютного датирования, изотопно-кислородного, геохимических, микропалеонтологических [4], позволили выделить в колонках палеосообщества, отражающие климатические и гидрологические изменения, происходившие на границе плейстоцена-голоцена. Фораминиферовые палеосообщества соответствуют 1-2 морским изотопным стадиям (МИС). Степень влияния растворения на раковины планктонных фораминифер определялась по наличию следов коррозии на раковинах, присутствию тонкостенных форм. Для колонки 936 (интервал 0-230 см), содержащей достаточное количество раковин для статистической обработки (300 раковин), подсчитывалось соотношение целых раковин и их обломков (Индекс фрагментарности) по методике, широко используемой зарубежными специалистами [5].

При палеогеографической и возрастной интерпретации данных по глубоководным колонкам были использованы данные по современному распределению фораминифер в осадках [2]. Было установлено, что для оценки степени влияния растворения на раковины фораминифер из поверхностных осадков весьма проблематично использовать единую методику [2]. Это обусловлено, прежде всего, разнообразием гидрологических условий, источников осадков и их вклада в осадконакопление. Так, на шельфе хотя и существуют все условия (смешение пресных и соленых вод) для интенсивного растворения, вместе с тем высокие скорости осадконакопления способствуют лучшей сохранности раковин фораминифер. В районе Курильских о-вов большое количество фрагментов и присутствие корродированных раковин свидетельствуют о высокой степени растворения. В центральной части моря невысокие показатели фораминиферового числа, а также отсутствие тонкостенных форм, скорее всего, говорят о нескольких иных механизмах процессов растворения [2].

Выявленные изменения экологической структуры ископаемых сообществ фораминифер, концентрации раковин в осадках, степени их растворения и сопоставление полученных данных с результатами других анализов позволило установить основные этапы осадконакопления в Охотском море на границе плейстоцена-голоцена, отличающиеся палеогеографическими условиями (рис.). Фауна фораминифер, характерная для отложений **МИС 2** (24-14,7 тыс. лет назад),

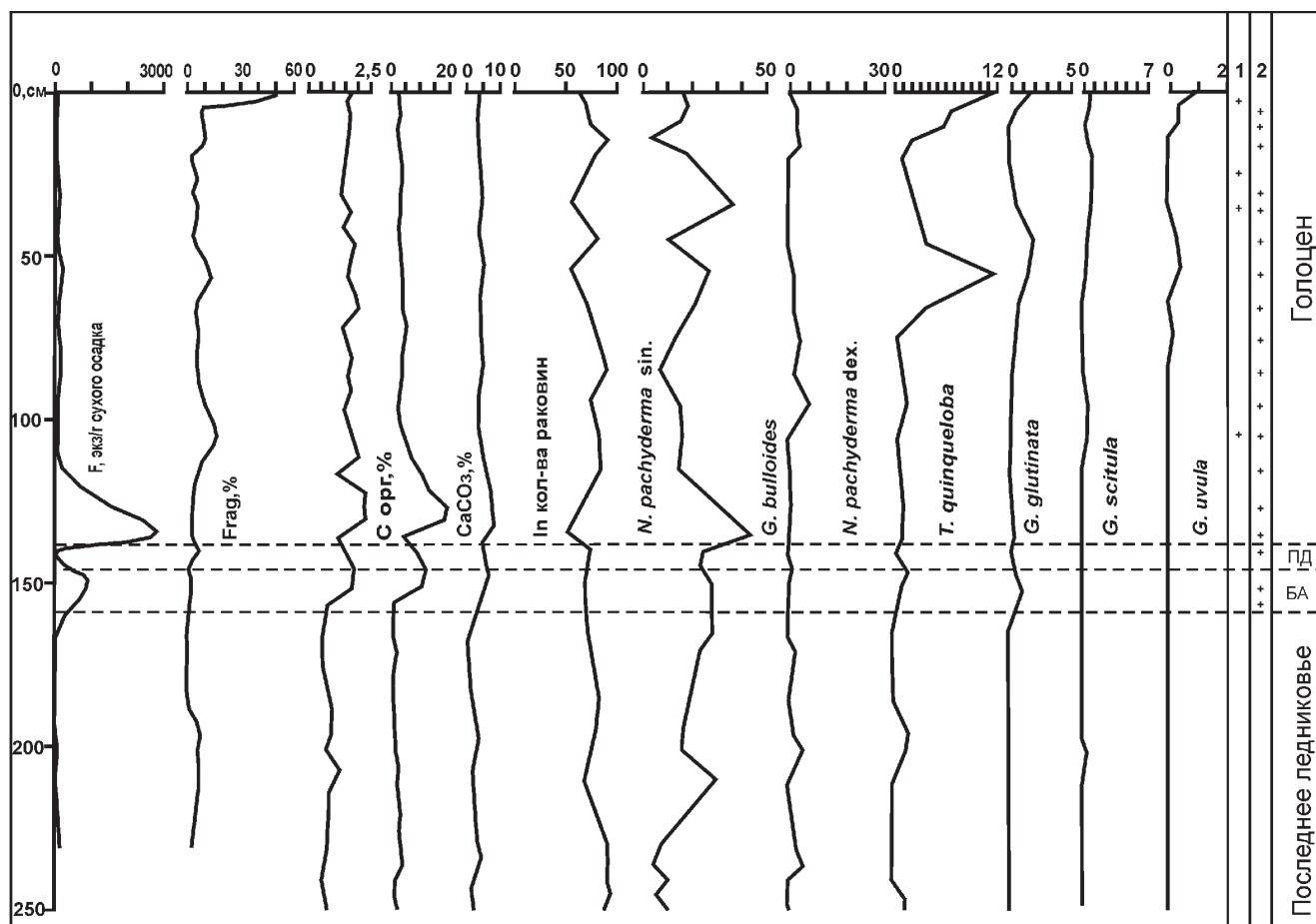


Рис. Распределение показателей фораминиферового числа (F), индекса фрагментарности (F_{frag}), $C_{\text{орг}}$, CaCO_3 , In количества раковин, видов планктонных фораминифер по разрезу (в %) в колонке 936. 1 – отмеченные признаки коррозии раковин, 2 – присутствие тонкостенных раковин, ПД – поздний Дриас, БА – беллинг-аллеред.

даже в периоды увеличения их продуктивности имела более холодноводный облик по сравнению с комплексами, сформированными в более поздние периоды. Зафиксированные изменения концентрации фораминифер в отложениях **периода ранней дегляциации** (18-15 тыс. лет) колеблются от нескольких десятков в отложениях, соответствующих относительным похолоданиям, до нескольких тысяч экземпляров в осадках теплых периодов (рис.). Именно по резкому увеличению концентрации в осадках раковин фораминифер легко устанавливается граница между ледниковыми отложениями и осадками дегляциации [3]. Для того чтобы исключить влияние растворения на изменение содержания раковин фораминифер в осадках, отвечающих переходному периоду от МИС 2 к МИС 1, был просчитан индекс фрагментарности (рис.). Анализ других показателей растворимости раковин фораминифер (наличие тонкостенных раковин, следов коррозии) позволил прийти к выводу, что значительного растворения раковин в районе исследования в это время не происходило. Следовательно, высокие значения фораминиферового числа связаны с увеличением продуктивности фораминифер, как следствия благоприятной климатической и океанологической обстановки. И в этом случае растворение, как показатель сохранности раковин, необходимо исключить. Таким образом, продуктивность фораминиферных сообществ, а также их экологическая структура определялись, прежде всего, особенностями гидрологического режима моря. Хорошая сохранность раковин планктонных фораминифер в осадках переходного периода, могла быть обусловлена и относительно высокими, по сравнению с предыдущими периодами, скоростями осадконакопления [4]. Увеличение содержания раковин фораминифер, зафиксированное в интервале 165-145 см, скорее всего, соответствует теплomu периоду **беллинг-аллеред**. Осад-

ки интервала 145-140 см с низкими показателями фораминиферового числа и ярко выраженным доминированием *N. pachyderma* sin, по-видимому, формировались во время холодного **позднего Дриаса**. Для этого интервала отмечается также относительное снижение значений CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ [4]. Учитывая результаты абсолютного датирования, а так же данные о содержании CaCO_3 в осадках интервала 140-135 см, можно предположить, что он соответствует потеплению пребореала или терминации 1В. Вероятно, что осадки интервала 125-127 см, отличающиеся высокими значениями фораминиферового числа, формировались во время потепления на границе **пребореала** и **бореала** – 9 300-8 300 л.н. [1]. Далее по разрезу наблюдается снижение фораминиферового числа, увеличение частоты встречаемости *N. pachyderma* sin., постепенное уменьшение концентрации CaCO_3 . Вероятно, планктонные фораминиферы развивались в условиях более холодноводных, по сравнению с современными, при этом содержание растворенных солей кальция в воде, скорее всего, было низким. Становление современных условий осадконакопления началось с 6 тыс. л.н. Палеосообщества планктонных фораминифер образуют виды, характерные для современных сообществ центральной части Охотского моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Кинд Н.В.** Поздний плейстоцен. М., 1974. 230 с.
2. **Романова А.В.** Планктонные фораминиферы из поверхностных осадков Охотского моря. Вестник ДВО РАН (в печати).
3. **Чеховская М.П., Басов И.А., Горбаренко С.А.** Позднечетвертичные планктонные фораминиферы северовосточного окончания Курильской котловины (Охотское море, ст. В34-98) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 99-112.
4. **Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al.** Late Pleistocene Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and peletontological evidence // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2004. V. 209. P. 281-301.
5. **Thunell R.C.** Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. Geology, 1976. 4. P. 525-528.

ГИПОТЕЗА РАЗВИТИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В РЕГИОНЕ ПРИ КАТАСТРОФИЧЕСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ТОНОКУ-ОКИ

Татаринов В.Н.

*Геофизический центр РАН
г. Москва, victat@wdcb.ru*

Землетрясение Tohoku-Oki, происшедшее 11.03.2011 г. недалеко от острова Хонсю, привлекло внимание не только своей энергетической мощностью и катастрофическими последствиями от волн цунами и разрушения трех ядерных реакторов АЭС «Фукусима-1», но и уникальностью экспериментальных данных о косейсмических и постсейсмических вертикальных и горизонтальных смещениях земной коры в районе Японского архипелага, которые были получены на пунктах геодинамической сети GEONET (GNSS Earth Observation Network System). Эти новые факты дали толчок для построения различных геодинамических моделей данного региона [1-3]. Почти все они опираются на постулаты плейтектоники, согласно которым землетрясения, происходящие в этом регионе, это результат силового давления на Евразийскую континентальную плиту (ЕП), погружающейся под нее Тихоокеанской плиты (ТП).

В заведомо неравной «тектонической» борьбе «фиксистов» и «мобилистов» победа на стороне последних, т.к. все-таки большинством поддерживаются геодинамические модели сейсмичности региона, основанные на первичности силового воздействия ТП. Вместе с тем, имеется целый ряд фундаментальных противоречий, которые не объясняют или просто не замечают.

В этой связи на основе анализа и обобщения фактов о кинематике верхней части литосферы во время и после землетрясения «Tohoku-Oki» в качестве предмета для дискуссии выдвигается аль-

тернативная гипотеза о силовых источниках возникновения подобных катастрофических землетрясений, происходящих как в районе Японского архипелага.

Инструментально подтвержденные GPS-наблюдениями факты смещения верхней части литосферы при землетрясениях в восточном направлении при землетрясениях с магнитудой $M > 7,5$ [4-6], позволяют сделать вывод, что за последние 100-120 лет Японский архипелаг сместился в направлении океанической плиты на расстояние 10-14 м. Если принять максимальную скорость горизонтальных движений ТП в западном направлении 92 мм/год, то за 100-120 лет она должна интегрально сместиться приблизительно на 10 м. Таким образом, величины горизонтальных смещений океанической плиты в западном направлении и обратного «отката» края Евразийской плиты на восток при землетрясениях за отмеченный период оказываются соизмеримыми между собой.

Анализ имеющихся экспериментальных данных о сейсмичности, строении и деформировании литосферы, а также результатов тектонофизического моделирования и реконструкции напряжений по параметрам очагов землетрясений позволил сделать следующие выводы.

1. Сейсмичность.

– Землетрясения Японского типа происходят на глубинах до 700 км, при этом, чем глубже очаг землетрясения, тем больше площадь, на которой оно ощущается.

– Постсейсмические движения захватывают огромную территорию, так при землетрясении Tohoku-Okі смещения были зарегистрированы на трети территории Амурской плиты, с поперечными размерами до 1000 км, что говорит о глубинном характере источника.

– Развитие очага землетрясения носит ступенчатый характер и огромная площадь (не линейного разлома) общей плоскости разрыва – около 200×400 км. Тип движения в очаге катастрофических землетрясений – взброс с надвигом.

– Расположение очагов землетрясений практически до границы астеносферы (700 км) в окраинной части континентальной плиты, позволяет сделать «крамольное» предположение о преобладании в этом районе до указанной глубины горизонтальных компонент напряжений. И только ниже этой границы, породы находятся в гидростатическом напряженном состоянии. В краевой части океанической плиты граница перехода в гидростатическое состояние, вероятно, значительно выше и определяется границей Мохо, т.е. порядка 10 км. Это предположение об асимметричном напряженном состоянии участков сопряжения континентальной и океанической плиты положено в основу гипотезы силового источника катастрофических землетрясений в этом районе.

2. Особенности строения литосферы.

– По данным сейсмической томографии по всей Тихоокеанской границе регистрируется участок относительно более упругих пород (до 5 %), падающий под углом 50-60°, мощность которых в 5-7 раз больше толщины океанической коры. В верхней мантии Североамериканской плиты в активной зоне более упругой является глубинная часть (интервал глубин – 200-600 км), а в неактивной части плиты – только верхняя часть до глубины 400 км. Т.е. в тектонически активной зоне континентальных плит на глубине имеется обширная зона напряженных (упругих) пород. Как предположение она может рассматриваться в качестве потенциального энергетического источника, инициирующего разрушение среды на окраинах литосферных плит.

3. Постсейсмические горизонтальные и вертикальные движения.

– Характер постсейсмических движений по данным GPS-наблюдений следующий. Вертикальные движения: восточная часть опускается, западная поднимается (максимальные положительные движения в районе очага до 3 м). Горизонтальные движения: направлены в сторону очага (максимальные смещения до 24 м);

– Существует приблизительное равенство абсолютных величин смещений Тихоокеанской плиты и обратного «отката» при землетрясениях края Евразийской плиты за последние 100-120 лет;

– Отсутствие значимых положительных вертикальных движений края Евразийской плиты в условиях давления на нее Тихоокеанской плиты в периоды между землетрясениями.

4. Реконструкция напряжений по очагам землетрясений.

– Океанический желоб является разделительной границей двух областей геодинамического режима: горизонтального сжатия (западнее желоба) и растяжения (восточнее);

– Ориентация осей главных напряжений сжатия изменяется с запада на восток от 45 градусов до 0 и -90° за глубоководным желобом [7]. При этом за желобом землетрясениям соответствует ситуация горизонтального растяжения.

Предложена гипотеза о геодинамическом происхождении силовых источников землетрясений Японского типа, которая, не объясняя внутренних причин модели (как это обычно делается), а отталкивается от обратного – от установленных фактов.

1. Накопление упругой энергии происходит в глубинных частях континентальной плиты, где существуют наибольшие напряжения, а породы сохраняют свои упругие свойства. Эту глубину можно оценить по максимальной глубине землетрясений – 700-600 км. Косвенно это подтверждает землетрясение, произошедшее 24 мая 2013 г. в Охотском море на глубине 600 км $M = 7,7$.

2. Причины образования избыточной энергии могут быть разными и требуют отдельного рассмотрения. Можно лишь констатировать, что имеется несимметричное распределение соотношения горизонтальных и вертикальных компонент тензора напряжений, когда в некотором слое на глубине горизонтальные напряжения растут с большей скоростью, чем вертикальные. Это приводит к созданию усилий, направленных вверх под углом $45-55^\circ$ из глубин континентальной плиты, а не со стороны ТП, как это традиционно считается.

3. Это силовое воздействие приводит к образованию зоны повышенных напряжений или более плотных пород (установленной по данным сейсмотомографии). При превышении некоторых пороговых напряжений происходит разрушение среды на границе литосферных плит в виде взбросов и смещение крупных блоков в верхней части земной коры в направлении наименьшего сопротивления. По данным реконструкции очагов землетрясений следует, что оси главных сжимающих напряжений изменяют свою ориентацию [7] приблизительно на 90 градусов в районе океанической плиты за желобом.

4. На восточной границе континентальной плиты происходит взброс с компонентой правостороннего сдвига. При этом часть плиты «наваливается» на западную часть океанической, создавая в ней растягивающие субгоризонтальные напряжения. Такие разрушения происходят с периодичностью приблизительно раз в 40 лет в сейсмических брешах. Континентальная плита как крокодил «пожирает» океаническую, заставляя погружаться вниз ее краевую часть. Этим можно объяснить серию сбросов и грабенов лежащей за желобом частью океанической плиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Shestakov N., Takahashi H., Ohzono M. et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations. *Tectonophysics*. 524-525 (2012) 76-86.
2. Mark Simons, Sarah E. Minson, A. Sladen et al. The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science*. 2011. V. 332.
3. Tong P., Zhao D. and Yang D. Tomography of the 2011 Iwaki earthquake ($M 7.0$) and Fukushima nuclear power plant area. *Solid Earth*, 3, 43-51, 2012.
4. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/mag8/magnitude8_1900_date.php
5. The Geospatial Information Authority of Japan (GSI). <http://www.gsi.go.jp>
6. Paul Segall. GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1997. 25:301–36.
7. Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. «Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011. Общественный тектонический семинар. Доклад 17 декабря 2013 года. http://omts.ifz.ru/17_12_2013.html

**КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ РАЗЛИЧНОГО ТИПА
ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ И ГРАВИМЕТРИИ**

**Тимофеев В.Ю.¹, Ардюков Д.Г.¹, Тимофеев А.В.¹, Горнов П.Ю.², Стусь Ю.Ф.³, Калиш Е.Н.³,
Валитов М.Г.⁴, Кулинич Р.Г.⁴, Носов Д.А.³, Сизиков И.С.³**

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
г. Новосибирск, timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

²*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
г. Хабаровск*

³*Институт автоматика и электрометрии СО РАН
г. Новосибирск*

⁴*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичёва ДВО РАН
г. Владивосток*

Целью настоящей работы является анализ косейсмических движений при сильных землетрясениях различных типов, случившихся за последнее десятилетие. Экспериментальные данные получены в основном методом космической геодезии, моделирование 3D смещений проводится в рамках дислокационной модели землетрясений. Приводятся результаты моделирования косейсмических смещений при землетрясениях 27.09.2003 года в Горном Алтае ($M = 7,5$), 27.08.2008 года на Байкале ($M = 6,5$) и 11.03.2011 года в Японии ($M = 9,0$). Анализируются размеры областей аномальных смещений перед и в момент землетрясения.

Согласно теории тектоники плит, глобальные процессы на Земле связаны с горизонтальными движениями квазитвердых плит, с выделением сейсмической энергии на плитных границах. А одним из известных противоречий теории тектоники плит, наряду с «горячими точками» (внутриплитным вулканизмом) и неструктурированными границами некоторых плит, является внутриплитная сейсмичность. Она ярко представлена в центральной части Евразийской плиты. На восточных границах плиты представлены как классические проявления сейсмичности в зоне субдукции, так и размытая по площади сейсмичность на внутриконтинентальных границах Северо-востока. В работе рассматриваются примеры современных землетрясений случившихся в земной коре при различных условиях: сдвига, растяжения и сжатия. Пример классического сдвига – это Чуйское (Алтайское) землетрясения 27.09.2003 ($M = 7,5$). Алтай-Саянский регион является одним из наиболее контрастных по формам рельефа в Сибири. Он включает южную окраину стабильной Западно-Сибирской плиты, ряд низкогорных складчатых сооружений и молодую горную систему – Горный Алтай, в пределах которой расположена самая высокая вершина Сибири (г. Белуха, высота 4506 м). Горообразовательные движения в Горном Алтае активно продолжаются в последние 5-10 млн. лет. По сейсмологическим данным за последнее столетие, в южной и юго-восточной частях Алтай-Саянской области и их южном обрамлении наблюдались коровые землетрясения с $M = 6-7$. Определение механизмов очагов землетрясений показало, что движение в очагах имеет в основном сдвиговый характер. Алтайская геодинамическая сеть для измерений современных движений методами космической геодезии была заложена в 2000 году. Она объединила сети Тянь-Шаня (Киргизия, Восточный Казахстан) с сетями Саян, Байкальской рифтовой зоны, Монголии и Китая. Сеть, простирающаяся от Новосибирска до монгольской границы. Анализируются поля смещений перед, в момент и после землетрясения. При Чуйском землетрясении (27/09/2003, 49,99°N, 87,85°E, $M = 7,5$) максимальные смещения (до 2 м) зафиксированы на разрыве в эпицентральной зоне. На расстоянии 100 км и более смещения оказались менее 10 мм. Обнаружена зависимость смещений от расстояния до плоскости сейсмического разрыва. Вертикальные смещения достигают максимальных значений (0,01-0,03 м) для трех станций (CHAG, KURA, UKOK) вблизи разрыва и оказываются на порядок меньше горизонтальных. Исходя из ориентации косейсмических смещений, в зоне разрыва выделяется правостороннее

смещение по вертикальному разлому, его ориентация оказывается $140^\circ \text{N} \pm 15^\circ$. По эффектам первого порядка, отражающим правосторонний сдвиг, можно предложить для интерпретации смещений модель упругой отдачи на вертикальном разломе. В рамках модели, горизонтальное смещение ω_z удовлетворяет уравнению Лапласа, а сопровождающее землетрясение смещение поверхности в функции расстояния от разлома можно записать как:

$$\Delta\omega_z = \pm\Delta\omega_{z0} \times [(1 + x^2/a^2)^{1/2} - |x|/a]/2, \quad (1)$$

где $\Delta\omega_z$ – скачок смещения на расстоянии x , $\Delta\omega_{z0}$ – смещение на сейсмическом разрыве, a – глубина разрыва. Использование этих моделей и экспериментальных данных на различных расстояниях от разрыва (CHAG и YAZU) перебором параметров получены величины относительно смещения бортов разрыва $1,7 \div 1,9$ м и глубины разрыва в центре зоне $9 \div 10$ км. Используя последнее соотношение для станций вблизи эпицентра (KURA и CHAG) получаем следующие значения параметров: смещение на разрыве 1,8 м; глубина 16,5 км. В этом случае величину сброса напряжений можно получить из соотношения:

$$\sigma_{xz,0} = \Delta\omega_{z0} \times G/a, \quad (2)$$

При значениях модуля упругости среды G от 30 ГПа до 55 ГПа, глубине от 9 км до 16 км и относительном смещении 2 м получаем оценки напряжения от 2 до 6 МПа. Среднее значение – 4 МПа. Используя полученную величину относительного смещения 2 м, в разных частях разрыва проводилось определение его глубины, а далее проведено определение протяженности разрыва: 140 км. По экспериментальным GPS результатам получена модель разрыва, которую можно представить в виде трех плоскостей. При величине относительного смещения $\Delta\omega = 2$ м и при модуле упругости земной коры $\mu = 3,3 \times 10^{10}$ Па, получаем величину сейсмического момента $M_0 = \mu \times \Delta\omega \times S = 0,9 \times 10^{20}$ Н \times м. Таким образом, для магнитуды землетрясения получаем оценку $M_w = (\lg M_0 / 1,5) - 6,03 = 7,2$. Деформации земной коры, снятые при землетрясении в зоне до 100 км достигают единиц на 10^{-6} . Проведено моделирование 3D смещений, проведено сравнение с данными полевых измерений [1].

Култукское землетрясение (27/08/2008, $51,59^\circ \text{N}$, $104,13^\circ \text{E}$, $M = 6,5$) случилось в юго-западной части Байкальской рифтовой системы на юге Сибири. Комплексные измерения на станции Талая в 25 км от эпицентра позволили получить картину изменений деформаций, смещений и вариаций силы тяжести перед событием (1992-2008 гг.), в момент и после события. Косейсмические смещения на пункте достигали 1-2 см (по разным компонентам) (рис.), скачок деформации составил 1×10^{-6} , а изменения силы тяжести достигали 10 мкгал. Полученные данные позволили уточнить положение эпицентра землетрясения на дне озера Байкал [2].

Исследования методами космической геодезии и гравиметрии на Дальнем Востоке России (в Приморье, Хабаровском крае и на Сахалине) активно развиваются в последнее десятилетие [3, 4, 5, 6, 7]. В основе комплексирования методов лежит появившаяся возможность равнозначности измерений. Микрогальная гравиметрия соответствует миллиметровой точности GPS измерений. Бурная сейсмическая активность региона позволяют получить представление о косейсмических эффектах даже на расстояниях в сотни километров от эпицентра. В нашей работе представлены результаты измерений в дальней зоне Японского землетрясения (Tohoku-Oki) 11 марта 2011 года ($M_w = 9,0$). Наши GPS измерения проводились по профилям, расположенным на севере Приморья и в Хабаровском крае. Комплексные гравиметрические исследований проводились в 2010-2012 гг. на ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». В измерениях использованы относительные и абсолютные гравиметры микрогального уровня. На расстояниях 1000-1500 км от эпицентра косейсмические смещения составляют от 5 до 1 см, выделено опускание пунктов. Проведено разделение эффектов подготовки землетрясения и косейсмического скачка.

Работа была выполнена в рамках Интеграционного проекта СО РАН № 76, проекта Президиума РАН № 4.1 и Программы РАН ОНЗ 6-2.

TALY plate height velocity, 2004-2010, 578.929 m

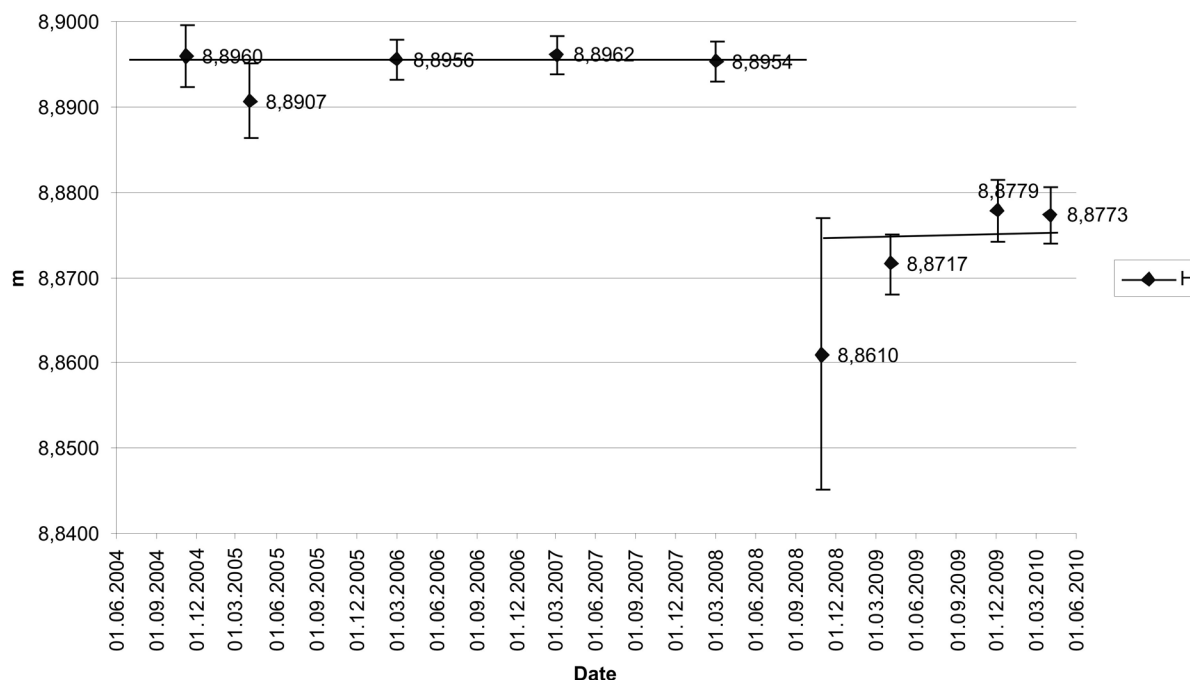


Рис. Геоцентрическое решение (период наблюдений 2004-2010 гг.) – вертикальное смещение (+ вверх), интегральный скачок при Култукском землетрясении (27.08.2008, M = 6,5, эпицентр на дне озера Байкал) – опускание пункта (-20 мм).

ЛИТЕРАТУРА

1. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В. Современные движения Горного Алтая // Физическая мезомеханика, январь-февраль 2009. Т. 12. № 1. С. 45-54.
2. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В., Грибанова Е.И., Семибаламут В.М., Тимофеев А.В., Ярошевич А.В. Скорости деформаций и смещения в эпоху сильного землетрясения на Южном Байкале // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 8. С. 1040-1061.
3. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS измерений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 4. С. 39-49.
4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Тимофеев А.В., Стусь Ю.Ф., Калиш Е.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Сизиков И.С., Колпашикова Т.Н., Прошкина З.Н., Седусов Р.Г. Косейсмические эффекты в дальней зоне японского землетрясения 11.03.2011. По данным космической геодезии и гравиметрии // Известия высших учебных заведений, раздел геодезия и аэрофотосъемка, 2013. № 4. С.93-98.
5. Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений // Геодезия и картография, август 2011. № 8. С. 35-43.
6. Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V.A., Bykov V.G., Kolomiets A.G., Gerasimov G.N., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations // Geophysical Journal International, 2011. Issue 2, February. V. 184. P. 529-540.
7. Timofeev V., Kulinich R., Valitov M., Stus Y., Kalish E., Ducarme B., Gornov P., Ardyukov D., Sizikov I., Timofeev A., Gil'manova G., Kolpashikova T. and Proshkina Z. Coseismic effects of the 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake measured at Far East Russia continental coast by gravity and GPS methods // International Journal of Geosciences. 2012. doi: 10.4236/ijg.2012, 2013, 4, 362-370

**СТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА
В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ**
Тимофеев В.Ю.¹, Ардюков Д.Г.¹, Тимофеев А.В.¹, Соловьёв В.М.², Шибаетов С.В.³

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
г. Новосибирск, timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

²*Геофизическая Служба СО РАН, г. Новосибирск*

³*Якутский Филиал Геофизической Службы СО РАН, г. Якутск*

В работе рассматривается современная геодинамическая обстановка на Дальнем Востоке России, где сходятся три большие тектонические плиты – Евразийская, Северо-Американская и Тихоокеанская, а также несколько «микроплит» – Охотоморская, Берингоморская и Амурская. Проанализированы имеющиеся данные о положении межплитных границ и полюсов взаимного вращения плит, о сейсмичности региона. Рассмотрены модельные и экспериментальные данные для плитных движений региона. Глубинное строение региона рассматривается с использованием данных, полученных различными геофизическими методами.

Взаимодействие тектонических плит Земли в настоящее время активно изучается на основе данных космической геодезии. Так, из известных моделей вращения Евразии можно отметить геолого-геофизическую модель NNR-Nuvel-1A, модель APKIM2000. Изучение параметров вращения тектонических плит проводится на все более продолжительных временных рядах. При построении современных моделей плитного движения обычно исключаются из анализа результаты по южной и центральной частям Азии, как активно деформируемые в настоящее время. Повторяемость результатов экспериментов на различных временных сериях находится в пределах 1 мм. Границы тектонических плит трассируются по северным морям и континентальной части северо-востока России [1]. Положение полюса взаимного вращения Евразии и Северо-Американской плиты, по мнению различных исследователей, находится в широком диапазоне от 74°N, 110°E до 60°N, 135°E, фактически около границы плит [3]. Севернее полюса Эйлера – по дну арктических морей вдоль границы наблюдается растяжение, южнее – сжатие.

Из основных признаков границ отметим повышенную сейсмичность, структурно-геологические особенности, аномалии в температурных, гравиметрических, магнитных и сейсмических полях [5].

Относительное смещение на границе можно проиллюстрировать на примере двух точек границы, по расчётам с использованием моделей Евразии и Северо-Американской плиты. Для точки на берегу океана (72°N, 129°E) смещение относительно Евразии составляет 2,05 мм в год (-0,16, -2,05) на Запад. Для точки на континенте (65°N, 141°E) смещение относительно Евразии составляет 5,22 мм в год (-1,37, -5,04) на ЮЗЗ. Рассматривая остаточные смещения по постоянным станциям северо-восточной части Азии, следует отметить, что станции Билибино (BIL) и Магадан (MAGO) имеют аномальные смещения относительно Евразийской плиты, т.е. относятся к Северо-Американской плите. Существует аномальное смещение станции Магадан относительно Билибино, что свидетельствует о наличии границы либо широкой области современного деформирования между этими станциями. Схема взаимодействия плит показывает увеличение сжатия вдоль границы с севера на юг азиатской части Северо-Американской плиты от п. Тикси вдоль хребта Черского. В южной субширотной части хребта граница Северо-Американской и Охотоморской плит характеризуется появлением сдвиговой компоненты горизонтальных смещений. Как отмечено выше, смещение может составлять около 4 мм в год. Значительно южнее, на острове Сахалин, относительное смещение достигает 10 мм в год (Евразии относительно Северо-Американской плиты или Амурской плиты относительно Охотоморской плиты) [4].

Устойчивость литосферных плит при продольной нагрузке является важным элементом плитной тектоники. Учитывая соотношение для критического напряжения, где существует зависимость от мощности слоя и эффективного упругого модуля, отметим, что более толстые пласти-

ны – более устойчивы к продольным нагрузкам. Исходя из важности вопроса о толщине слоя, обратимся далее к исследованиям мощности литосферы.

В отношении глубинных сейсмических исследований восток России относится к слабо изученным районам. В 2001-2012 гг. здесь выполнены работы на опорных геофизических профилях 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) протяженностью около 2100 км, 2-ДВ-А от Певека до Хатырки протяженностью около 1100 км, 3-ДВ от Сковородино до Якутска протяженностью более 1000 км [2]. Вдоль профилей выполнены сейсмические наблюдения, в том числе, с использованием новой технологии ГСЗ (рис.). Исследования проводились в пределах Северо-Американской тектонической плиты (2-ДВ-А), на границе Северо-Американской и Охотоморской плит (2-ДВ) и на границе Евроазиатской и Амурской плит (3-ДВ).

Интерпретация материалов выполнялась с использованием алгоритмов двумерной сейсмической томографии и отдельно обработки данных преломленных и отраженных волн от поверхности Мохоровичича по методике точечных зондирований.

Обобщенные глубинные сейсмические разрезы по опорным профилям составлены на основе данных сейсмотомографического разреза земной коры, определения положения поверхности Мохоровичича по данным головных и закритических отраженных волн и освещают строение земной коры и верхи мантии до глубины около 60 км. По характеру распределения скоростей в земной коре условно выделено четыре слоя: вулканогенно-осадочный, гранитогнейсовый, гранулитовый и базитовый.

Сопоставляя полученный в результате выполненных работ ГСЗ глубинный разрез земной коры по профилю 2-ДВ (см. рис.) с ранее установленным тектоническим районированием видна связь скоростных аномалий с особенностями тектонического строения района. Так, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, дважды пересекаемый профилем, характеризуется блоком с увеличенной мощностью консолидированной коры за счет утолщения базитового слоя и, соответственно, погружением границы М на глубину до 43 и более километров и понижением граничной скорости. Выявлена определенная связь рельефа поверхности Мохоровичича со структурами Яно-Колымской складчатой системы: синклинориям соответствуют положительные формы рельефа границы М, поднятиям – отрицательные.

Геолого-геофизический разрез по профилю 3-ДВ (рис.) крайне дифференцирован по физическим параметрам. Средняя скорость распространения сейсмических волн до поверхности Мохоровичича меняется от 6,3 до 6,6 км/с.

Граничная скорость вдоль профиля меняется от 7,65 до 8,5 км/с. Пониженные значения скоростей ($V_r = 7,75 \pm 0,10$ км/с) установлены в центральной части Алданской гранулит-гнейсовой области, нормальные ($V_r = 8,0 \div 8,2$ км/с) – на участке Алдано-Ленской плиты и в пределах Становой гранит-зеленокаменной области и Селено-Станового аккреционного складчатого пояса;

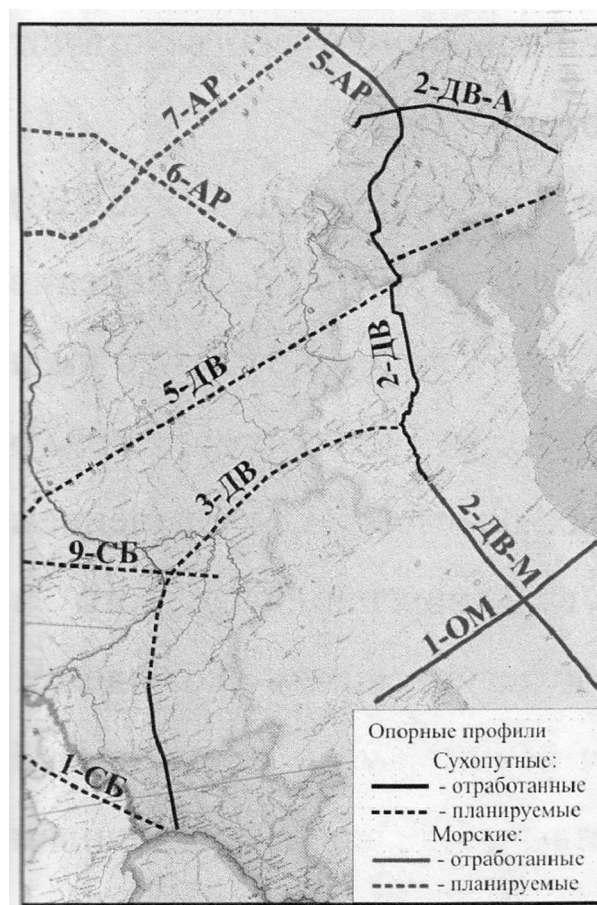


Рис. Положение сейсмических профилей на северо-востоке России.

несколько повышенные значения скоростей ($V_T = 8,1 \div 8,3$ км/с) выявлены под мезозойской Чульманской впадиной и высокие с $V_T = 8,3 \div 8,5$ км/с – в южной части профиля в пределах Верхнеамурского наложенного прогиба Центрально-Азиатского тектонического пояса.

Мощность земной коры по профилю изменяется от 35-40 км в южной части профиля до 46-55 км в северной. Увеличение глубины залегания поверхности Мохоровичича от 38-40 км до 44-46 км происходит в Пристановой складчато-надвиговой зоне и южной части Алданского блока.

Таким образом, в результате проведенных работ получен ряд новых сведений о детальном распределении скоростей в земной коре и верхней мантии, гипсометрии поверхности Мохоровичича, позволяющих делать важные выводы о строении и эволюции структуры региона – востока России. Следует подчеркнуть, что проходящие по континенту границы, возможно, из-за особенностей формирования, практически являют собой «веер» границ, занимающий территорию до сотен километров.

Работа была выполнена в рамках Интеграционного проекта СО РАН № 76, проекта Президиума РАН № 4.1 и Программы РАН ОНЗ 6-2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
2. Соловьев В.М., Сальников А.С., Шibaев С.В., Тимофеев В.Ю., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Глубинное строение области сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской континентальных плит // 50 лет сейсмологического мониторинга Сибири. Тезисы докладов Всероссийской конференции с международным участием (21-25 октября 2013 г., Новосибирск, Академгородок). Изд-во Полиграфика, 2013. С. 209-213.
3. Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии // Доклады Академии Наук, 2004. Т. 394. № 5. С. 689-692.
4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS измерений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 4. С. 39-49.
5. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шibaев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межлитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 4. С. 489-507.

ЧТО ОПРЕДЕЛЯЕТ СДВИГОВЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ ИЛИ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА?

Уткин В.П.

*Дальневосточный геол. институт ДВО РАН
г. Владивосток, stakhor@yandex.ru.*

Главная особенность тектогенеза Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП) – развитие в мезо-кайнозойе транзитных левых сдвигов, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [1, 2], в которой доминируют три разломные системы, формировавшиеся парагенетически [3]: продольная (стержневая ВАГСЗ) – левые сдвиги, параллельные краю континента (ССВ 25-30°), и две диагональные – приконтинентальная (левые взбросо-сдвиги СВ 50-70°) и приокеаническая (левые и правые сдвиги меридиональные) (рис. 1). Исследован парагенез крупнейших левых сдвигов Тан-Лу и Центрально-Сихотэ-Алинского продольной системы с опережающими их Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань разломами приконтинентальной диагональной системы (рис. 1, 2). В юре-раннем мелу система диагональных разломов формировалась синхронно с Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой орогенной системой (рис. 2) как комплекс дуплексов сжатия (взбросы, надвиги) продольных левых сдвигов. К позднему мелу взбросы диагональной системы трансформировались в левые сдвиги, что привело к раскрытию сдвига Тан-Лу в режиме дуплекса растяжения несоосных левых сдвигов, составляющих Бохай-Амурскую и Южно-Китайскую зоны (рис. 1). Рифтогенное раскрытие Тан-Лу с формированием в позднем мелу-кайнозойе рифтовой долины S-образной формы, шириной до 80 км, и примыкающих к ней

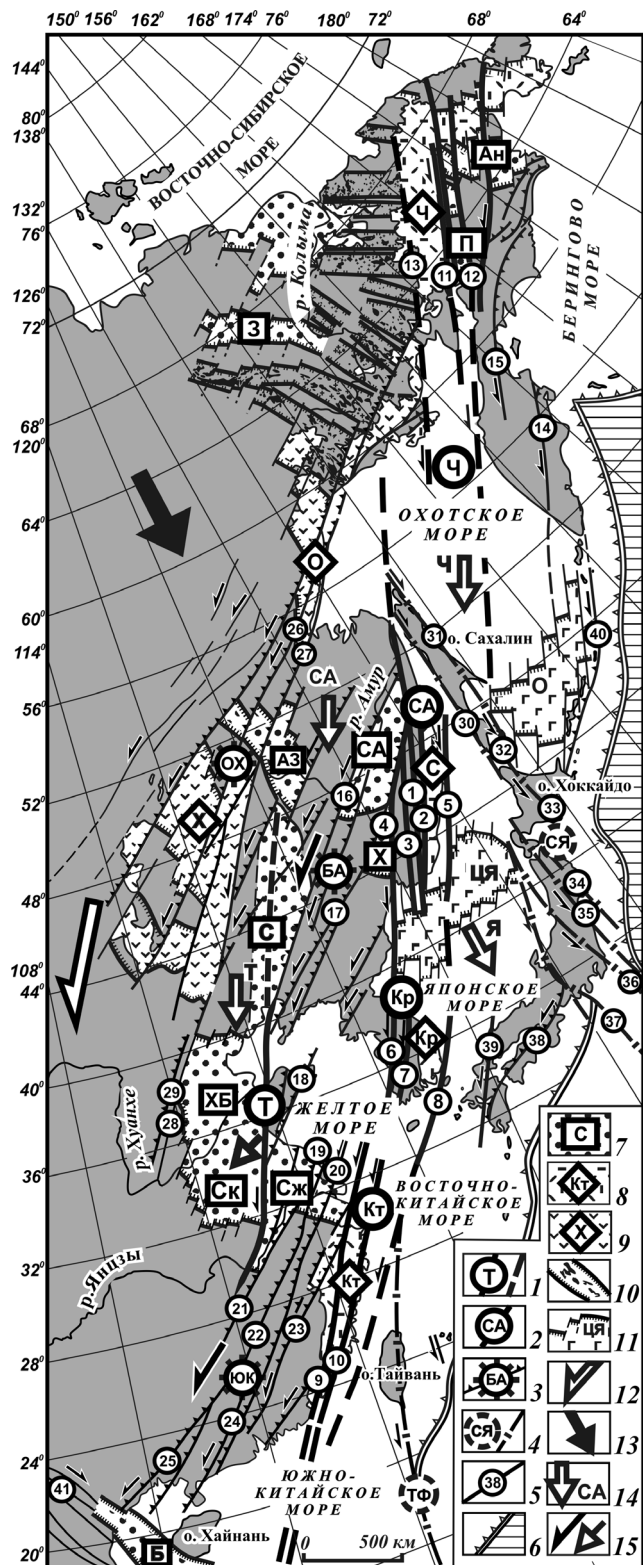


Рис. 1. Инфраструктура и динамо-кинематическая схема развития Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) по [1, 2, 3].

1-2 – продольная система левых сдвигов (СВ 25-300): 1 – сдвиг Тан-Лу (пунктир – предполагаемое продолжение сдвига), 2 – Чукотско-Вьетнамская система, стержневая в ВАГСЗ, и составляющие ее сдвиговые зоны (частные сдвиги зон – кружки с цифрами): СА – Сихотэ-Алинская (1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 3 – Арсеньевский, 4 – Уссурийский, 5 – Прибрежный); Кр – Корейская (6 – Ендонг, 7 – Конджу, 8 – Цусимский); Кт-Китайская (9 – Люшуй-Хайфон, 10 – Чанг-Нанао); Ч – Чукотская (11 – Анадырский, 12 – Пенжинский, 23 – Эвенский, 14 – Восточно-Камчатский, 15 – Центрально-Камчатский); 3 – диагональная приконтинентальная система взбросо-сдвигов и составляющие ее зоны: БА – Бохай-Амурская (16 – Илань-Итун, 17 – Дуньхуа-Мишань, 18 – Ялуцзян-Циндао), ЮК – Южно-Китайская (19 – Сунтао-Душаньский, 20 – Байлу-Хэцу, 21 – Цзюэньский, 22 – Ганьцзянский, 23 – Шаоу-Хэюань, 24 – Сыхуэй-Учуаньский, 25 – Миншань-Дуньсин), ОХ – Охотско-Хинганская (26 – Северо-Удский, 27 – Улигданский, 28 – Тайдун, 29 – Цзыцзягуанский); 4 – диагональная приокеаническая система сдвигов: СЯ – Сахалин-Японская (30 – Западно-Сахалинский, 31 – Поронайский, 32 – Мерейский, 33 – Идоннаппу, 34 – Хитокабэ-Ирия, 35 – Футаба, 36 – Танакура, 37 – Итоигава-Шизуока), ТФ – Тайвань-Филиппинская; 5 – прочие разломы вне выделенных зон: 38 – Срединная Тектоническая Линия, 39 – Нагато, 40 – Срединно-Курильский, 41 – Красной реки; 6 – зона Беньюфа (субдукции) и океаническая кора (штриховка); 7 – осадочные бассейны (СА – Среднеамурский, С – Сунляо, АЗ – Амура-Зейский, Х – Ханкайский, Ан – Анадырский, П – Пенжинская группа, СК – Северо-Китайский, ХБ – Хуабей-Бохайваньский, СЖ – Субей-Желтоморский, З – Зырянский, Б – Бак-Бо); 8 – Восточно-Азиатский вулканический пояс и его сегменты: Ч – Чукотский, С – Сихотэ-Алинский, Кр – Корейский, Кт – Китайский; 9 – Охотско-Хинганский вулканический пояс и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; 10 – сосдвиговые структуры растяжения, контролируемые субинтрузивный кислый магматизм; 11 – рифтогенные впадины с океанической корой: ЦЯ – Центрально-Японская, О – Охотская; 12 – направление смещения континента; 13 – направление главного сжатия; 14 – направления сосдвигового сжатия: СА – Сихотэ-Алинского, Я – Японского, Ч – Чукотского, Т – Тан-Лу; 15 – направление растяжения при трансформации сдвига Тан-Лу в рифт (полая стрелка) в условиях левосдвиговых смещений (жирная стрелка) СЗ крыльев несоосных Бохай-Амурской и Южно-Китайской сдвиговых зон.

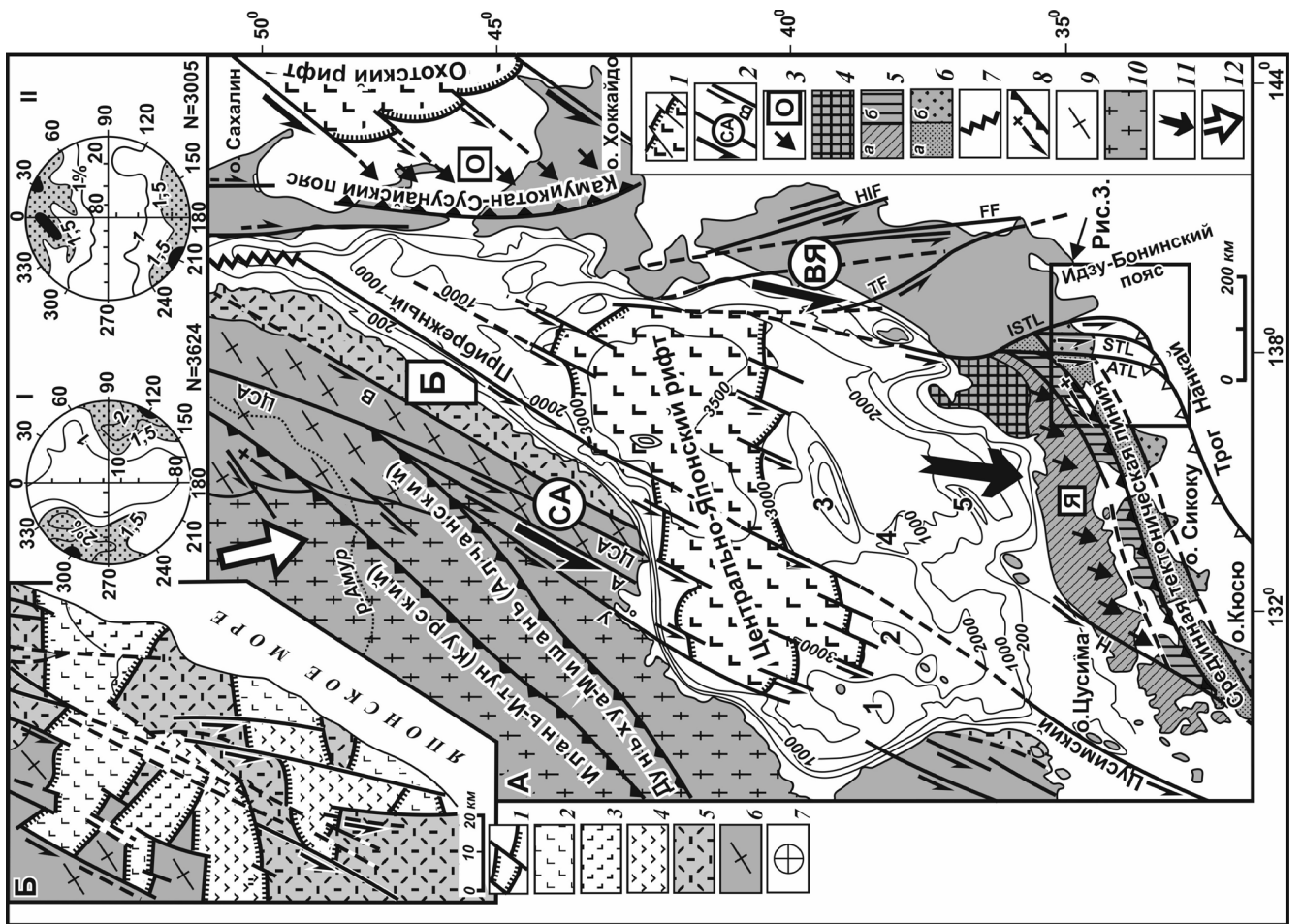


Рис. 2. Динамо-кинематическая схема формирования Япономорского региона (по [2] с дополнениями).

1 – рифты с корой океанического типа (дуплексы растяжения несоосных левосдвиговых зон). Сдвиго-раздвиговые границы рифтов отражены в ступенчатой конфигурации изобаты 3000 м (1-5 – цифры, расположенные ниже Центрально-Японского рифта – основные поднятия с континентальной корой); 2 – сдвиговые зоны и составляющие их левые сдвиги (в скобках): СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский, В – Восточно-Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский, У – Уссурийский), ВЯ – Восточно-Японская (ТФ – Танакура, FF – Футаба, ННФ – Хитокабэ-Ирия, ISTL – Итогава-Шизуока, ATL – Акаши, STL – Сасаума); 3 – фронтальные пояса сжатия: О – Охотский, Я – Японский; 4 – древний массив Хида; 5-6 – зональное строение юго-западной Японии: преимущественно среднетриасовые каменноугольные комплексы, идентичные Сихотэ-Алинским (5а), юрский аккреционный комплекс (пояса: Самбагава, Чичибу, Курасагава) (5б), мелоканзойский аккреционный пояс Шиманто (6); а – северный пояс, главным образом, поздний мел, б – южный пояс, палеоген-ранний миоцен; 7 – рифт Тарского пролива; 8-9 – взбросо-сдвиги (8), формировавшиеся в раннем мезозое как взбросы в одном плане с Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой орогенной сис-темой (9); 10 – архей-протерозойский кратонген, включающий Буреинский, Цзямусы, Ханкайский массивы и Сино-Корейский кратон; 11 – направление смещения Юго-Западной Японии; 12 – направление главного сжатия.

Врезка Б. 1-4 – сдвиговые структуры растяжения (1), контролирующие базальтоиды: позднемиоценовые (2), ранне-среднемиоценовые (3), палеоцено-олигоценные (4); 5 – позднемиоценовые вулканоплутонические комплексы первого этапа соседнего растяжения коры с формированием Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; 6 – раннемеловой складчатый фундамент вулканического чехла; 7 – диаграммы (верхняя полусфера) массовых замеров тектонических сместителей (I) и погружений тектонических штрихов (II), отражающие формирование структур растяжения в сдвиговом поле; N – количество замеров.

осадочных бассейнов, как и раскрытие Восточно-Амурского рифта, сформированного вдоль ЦСА сдвига [3], происходило в условиях левостороннего смещения СЗ крыльев несоосных сдвигов на ЮЗ (рис. 1), отражая смещение в этом направлении Азиатского континента.

По аналогии с дуплексным развитием рифта Тан-Лу изучено формирование Центрально-Японского рифта (ЦЯР) как дуплекса растяжения несоосных Сихотэ-Алинской (амплитуда смещения не менее 500 км [2]) и Восточно-Японской (амплитуда – около 800 км [4]) левосдвиговых зон (рис. 2), формировавшихся синхронно, отражая время длительного (поздний мел-кайнозой) раскрытия Японского моря с максимальным в миоцене. В результате сосдвигового раскрытия ЦЯР Юго-Западная Япония смещалась на юг в сторону океана с генерацией в мелу-кайнозое фронтального сжатия, результатом которого было наложение на домеловые структуры Японии процессов динамометаморфизма и формирование чешуйчато-надвигового пояса Шиманто (рис. 2). Пояс Шиманто, как и другие пояса, на востоке в горах Акайши срезаны и растащены по системе левых сдвигов (рис. 2), демонстрируя миоценовый этап [5 и др.], а возможно, и более позднюю активизацию левых сдвигов, что проявлено в новейшей морфологии дна акватории к югу от Японии (рис. 3). Здесь эти сдвиги, морфологически уверенно прослеживаясь на юг до границы континента, и не проникая ниже зоны Бенъофа (предполагаемой зоны субдукции океанической коры), левосторонне смещают нависающий край континента с развитием фронтальных



Рис. 3. Левосдвиговые дислокации нависающего края континента в пределах акватории к югу от Японии (местоположение космического снимка см. на рис. 2). 1 – левые сдвиги (тектонические линии): ATL – Акайши, STL – Сасауама, ISTL – Итоигава-Шизуока; 2 – зона срыва нависающего края континента, над которой сформированы сосдвиговые фронтальные чешуйчато-надвиговые структуры, слагающие северо-западный борт трога Нанкай; 3 – Срединная Тектоническая Линия (MTL), формировавшаяся, в основном, до отчленения Юго-Западной Японии от континента, в составе диагональной приконтинентальной системы взбросо-сдвигов (рис. 2).

чешуйчато-надвиговых структур, образовавших крутой северо-западный борг трога Нанкай (рис. 3), который, по нашему мнению, является структурно-кинематическим аналогом пояса Шиманто. Синхронность развития тектонической триады (структуры тылового растяжения, фронтального сжатия и фланговые сдвиги) дают основание считать, что тектоно-стратиграфическое наращивание Юго-Западной Японии на юг является результатом ее смещения в этом направлении (рис. 2), а не следствием субдукции океанической коры в ССЗ направлении, как считается. Идентичный пояс фронтального сжатия сформирован в результате сосдвигового раскрытия Охотского рифта (рис. 2), что подтверждает генетическую совокупность развития сосдвиговых ансамблей тылового растяжения и фронтального сжатия континентальных масс.

Установленные левосдвиговые смещения на сотни км ЗС-З крыльев транзитных сдвигов в ЮЮ-З направлении – прямое свидетельство дискретного смещения в этом направлении Азиатского континента, что, прежде всего, по нашему мнению, и определило левосдвиговой тектогенез АТЗП с формированием ВАГСЗ. В условиях возможной субдукции океанических плит и (или) надвигания континента на океаническую кору генерировались своеобразные для АТЗП магматические образования, а сдвиговая кинематика восточной окраины Азии (поздний мел-кайнозой), разрушая свой нависающий край (развитие синсдвиговых структур растяжения), создавала условия воздымания мантийных диапиров, инъекций магм (транзитный Восточно-Азиатский вулcano-плутонический пояс) и глубинных флюидов в континентальную кору, а также формирование эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных впадин окраинных морей [1, 2, 3].

Смещение континента в ЮЗ направлении (рис. 1) проявлено в синхронном развитии закономерно сочетающихся тектонических ансамблей, образующих триаду глобального масштаба: фланговый простой левый сдвиг (ВАГСЗ), тыловая структура растяжения (распад и просадка Арктического края Евразии), фронтальная структура сжатия (Альпийско-Гималайский ороген) [1, 2, 3]. Развитие триады происходило в условиях постоянно существующих ротационных сил (сил Этвеша), направленных от полюсов в направлении экватора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН. 1978. Т. 240/ № 2. С. 400-403.
2. Уткин В.П. Геодинамика растяжения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73-87.
3. Уткин В.П. Сдвиговой структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. № 3. С 21-43.
4. Otsuki K. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: Their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island. 1992. V. 1. P. 51-63.
5. Tanabe H., Kano K. Shite crystalline study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island. 1996. V. 5. P. 56-68.

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ТЕРРЕЙНЫ КАМЧАТКИ: СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИКА

Цуканов Н.В.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

г. Москва, nvts_ov@rambler.ru

Ведущим процессом в формировании фундамента современной Камчатской активной континентальной окраины являлась коллизия и аккреция тектоно-стратиграфических террейнов островодужной природы (рис. 1а) [3, 7]. Выделяются структурно-вещественные комплексы, которые являются фрагментами террейнов Западно-Камчатской (ЗКД) [1], Озерновско-Валагинской (ОВД) и Кроноцкой (КД) [1, 4, 7] вулканических дуг. Они разделяются комплексами пород, сформировавшихся в окраинноморских и задуговых бассейнах, и характеризуются следующими особенностями строения и состава слагающих их образований.

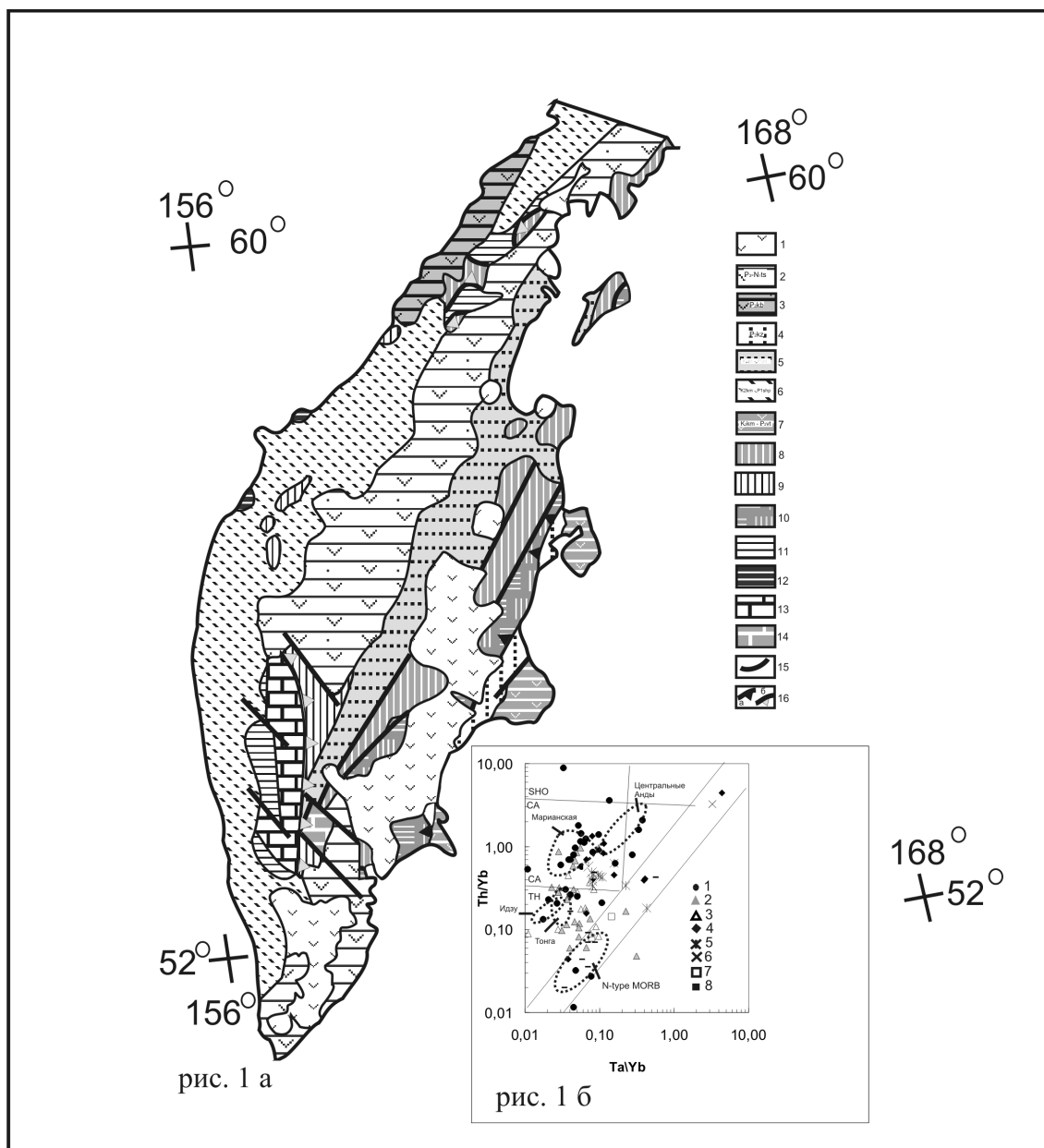


Рис. 1. а. Тектоническая схема Камчатки: 1-3 – вулканические пояса: 1 – Восточно-Камчатский; 2 – Центрально-Камчатский; 3 – Западно-Камчатский; 4-6 – осадочные бассейны (прогибы): 4 – Тюшевский, 5 – Центрально-Камчатский, 6 – Западно-Камчатский; 7-12 – террейны: 7-9 – островодужной природы: 7 – Восточных полуостровов, 8 – Озерновско-Валагинский, 9 – Западно-Камчатский; 10-12 – океанической природы: 10 – Ветловский, 11 – Ирунейский, 12 – Омгонский; 13-14 – метаморфические комплексы: 13 – Срединно-Камчатский, 14 – Ганальский; 15 – разломы; 16 – коллизионные швы: а – Гречишкина, б – Лесновско-Андриановский.

б. Магматические комплексы вулканических дуг и поясов: 1 – верхнемеловые Озерновско – Валагинской ($K_2st-m-P_1d$); 2-3 – Кроноцкой (2 – K_2cn-m ; 3 – $K_2m_2-P_2$); 4 – Ирунейской (K_2st-m); 5 – Западно-Камчатской (K_2cn-km); 6 – Корякско-Западнокамчатского (граниты); 7 – 8 – задуговых бассейнов (7 – Ирунейского, 8 – Лесновского).

1. Присутствие фрагментов офиолитовых комплексов различной природы в КД и ОВД: фрагменты океанической коры апт-альб-сеноманского возраста, надсубдукционные офиолиты, представленные гипербазитами, габброидами и долеритами, предположительно мелового возраста. Офиолиты различных сегментов ОВД и КД имеют сходные геохимические характеристики.

2. Активный вулканизм в ЗКД проявлялся в коньяк-кампанское время, в ОВД вулканизм фиксируется с сантон-кампана по даний, а в КД – с коньяк-кампана по средней эоцен.

3. В ЗКД в южном сегменте преобладают базальт-риолитовые комплексы известково-щелочной серии, а для северного сегмента характерны базальты толеитовой серии [1]. Для ОВД также характерна гетерогенность составов островодужных вулканитов в разных сегментах. На п-ове Озерной преимущественно развиты толеитовые базальты; в хр. Кумроч распространены эффузивы известково-щелочной и толеитовой серий; в хр. Тумрок – пикриты и базальты толеитовой серии; в Валагинском хребте – обогащенные пикриты и толеитовые базальты, а также вулканиты известково-щелочной серии. В ЗКД и ОВД присутствуют в небольшом объеме вулканиты высококалиевой шошонитовой серии. Для КД, полученные данные, позволяют говорить о гетерогенности вулканизма вдоль простирания дуги для верхнемеловых магматических комплексах и отсутствие таковой для кайнозойских комплексов. Верхнемеловые магматические образования северного сегмента представлены преимущественно породами толеитовой дифференцированной серии (п-ов Камчатский), среднего сегмента – высокоглиноземистой толеитовой серией (Кроноцкий п-ов) и южного сегмента как низкокалиевой толеитовой, так и умеренно-калиевой известково-щелочной серий (п-ова Мыс Налычева и южная часть п-ова Шипунский) [5].

4. Геохимические и изотопные данные по изученным породам островодужных террейнов (рис. 1б) свидетельствуют, что они формировались из обедненного мантийного источника в пределах энсиматических вулканических дуг (КД и ОВД) и в палеодугах с увеличенной мощностью коры для ЗКД [1, 5]. Исходные магмы образовывались из в разной степени деплетированных или обогащенных по высокозарядным элементам гранатовых или шпинелевых лерцолитов [1, 2].

5. Аккреция и коллизия островодужных террейнов происходила в разное время: для ЗКД время коллизии определяется маастрихтом, для ОВД – ранним-средним эоценом [4], а для КД – олигоценом-миоценом.

Островодужные террейны отделяются от окраины Азиатского континента комплексами Лесновского, Ирунейского и Ветловского террейнов окраинноморской и задуговой природы. Комплексы, формировавшиеся в пределах этих бассейнов, имеют возраст: в Лесновском – мел-эоцен, в Ирунейском – альб-кампан-маастрихтский, Ветловском – кампан-маастрихт-эоценовый [1, 4, 7].

Существует несколько сценариев формирования фундамента современной активной континентальной окраины Камчатки [1, 3-4, 6-7 и др.].

Анализ времени начала и окончание активного вулканизма и его геохимическая специализация позволяют предполагать, что ЗКД, ОВД и КД заложены примерно в одно время – коньяк(?)–сантон-раннекампанское. Комплексы ЗКД были аккрецированы в маастрихте, когда в ОВД и КД продолжался активный вулканизм. Согласно [1], ЗКД являлась самостоятельной дугой и была отделена от КД и ОВД окраинным Ирунейским бассейном.

Некоторые особенности строения фундамента ОВД и КД, а также характер вулканизма позволяют предполагать, вслед за [6], что в коньяк-сантон-раннекампанское время – это была одна структура. Для этого времени характерен вулканизм толеитовой серии, а офиолитовые комплексы Кроноцкого и Валагинского и Кумрочского и Камчаткомысского сегментов сходны между собой и имеют близкие геохимические характеристики. Формирование Ветловского окраинного бассейна, началось в южном сегменте в кампанское время и, соответственно, в это время произошло разделение единой Восточно–Камчатской дуги на ОВД и КД. С началом открытия Ветловского бассейна можно связать проявление ультраосновного вулканизма хр. Тумрок и Валагинский. К датскому времени вулканизм в ОВД практически прекращается и в раннем-среднем эоцене происходит коллизия ОВД с вновь сформированной Камчатской окраиной, которая маркируется в это время Корьякско–Западнокамчатским вулканическим поясом. В КД активный вулканизм продолжается до среднего эоцена включительно. Ширина Ветловского бассейна в это время не превышает первых сотен километров и, начиная с позднего эоцена-олигоцена начинается закрытие ветловского бассейна и накопление терригенных комплексов в преддуговом Тюшевском прогибе.

Вулканизм в пределах КР продолжался до эоцена, за это время происходит поглощение спре-

дингового хребта Кула–Тихоокеанской плит и в зоне субдукции поглощается Тихоокеанская плита, при этом характер вулканизма вдоль всей дуги становится одинаковым.

Исследования были поддержаны РФФИ (грант № 11-05-00086).

ЛИТЕРАТУРА

1. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. 224 с.
2. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых комплексов Северной части Камчатки // Геохимия, 2009. № 4. С. 348-377.
3. Левашова Н.М. Кинематика позднемеловых и мел-палеогеновых энсиматических островных дуг Камчатки. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1999. 22 с.
4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит, труды ГИН 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
5. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // Докл. РАН, 2010. Т. 434. № 5. С. 656-660.
6. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемеловой Ачайваам-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Коряки и Восточной Камчатки) // Докл. РАН, 2006. Т.409. №5. С. 658-661.
7. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Оюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика, 2009. Т. 50. № 8. С. 863-880.

УГЛЕВОДОРОДНЫЕ И ДРУГИЕ ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Шакиров Р.Б.¹, Обжиров А.И.¹, Жарков Р.В.²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН

г. Владивосток, ren@poi.dvo.ru, obzhirov@poi.dvo.ru

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

г. Южно-Сахалинск, rafael_zharkov@mail.ru

Характеристики распределения природных газов фумарольных и термальных полей Курильской островной дуги, полученные предшественниками [1, 2, 3, 5, 6], указывают, что углеводородные компоненты – неотъемлемая часть вулканических газов Курильской зоны субдукции. Углеводородные газы также обнаружены во многих других вулканических районах мира, приуроченных к границам литосферных плит [6]. Состав газов вулканических систем Курильских островов активно изучался в 70-е годы, в последующие десятилетия интенсивность этих исследований резко упала вплоть до отсутствия актуальных данных. Было установлено, что основными компонентами дегазации вулканов Курильских островов являются CO₂, CO, H₂, HCl, H₂S, NH₃, CH₄, N₂, HCNS, SiF₄, B(OH)₃, Ar и др. Основным компонентом дефлюидизации вулканов являются пары воды (90-95 %).

В общем случае в газах Курильских вулканов преобладает углекислый газ, затем в порядке уменьшения концентрации следуют сернистые газы и азот. На этом фоне иногда выделяются источники преимущественно азотного и азотно-углекислого состава. По содержанию углеводородных газов резко выделяется остров Итуруп, где концентрации метана в сумме с углеводородными газами достигали 58%. Измерения, сделанные в прежние годы из различных источников о. Итуруп подтверждают здесь ураганные концентрации углеводородных газов [3]. Содержание CO₂ в вулканических газах вулканов Курильских островов в среднем составляло 68 %, кислорода 6,7 %, азота 28 %, углеводородных газов (в сумме) 4 %, угарного газа 0,04 %, сероводорода 3,9 %, сернистого газа 0,8 %, хлористого водорода 0,4 %, водорода 1,1 %, благородных газов (аргон, криптон, ксенон в сумме) 0,6 %, гелия и неона в сумме не более 0,01 %. Средние значения приведены для представления лишь самой общей характеристики распределения газов Курильских вулканов. Более или менее равномерно распределены только углекислый газ, сернистые газы, а целый ряд компонентов, таких как метан, его гомологи и азот имеют очень контрастный характер распространения. Содержание водорода в отдельных случаях также достигало ураганных значений (39,

влк. Черный, о. Чирпой). Кислород в целом равномерно распределен и в норме не превышает одного процента. Всплески концентраций этого газа обычно связаны с захватом атмосферного воздуха при отборе проб. На некоторых островах зафиксированы аномально высокие содержания азота до 99% (о. Итуруп, о. Кунашир) при концентрациях кислорода близких к нулю. Примечательно, что на этих островах и в тех же объектах (о. Итуруп: ист. Горячий, Сернозаводский, Рейдовский; о. Кунашир: ист. Третьяковский, ист. Верхне-Столбовской, месторождение парогидротерм «Горячий Пляж») предшественниками отмечены также максимальные концентрации метана [3]. Так, в Рейдовском источнике содержание азота составляло 52,6-80,5 % при содержании метана 7,4-13,3 %, в источнике Горячий Ключ 28,3 % и 57,73 %, а на о. Кунашир в источнике на участке «Горячий пляж» 64,98 % и 21,17 % соответственно. В регионе подобная взаимосвязь уже отмечалась на межплитной границе другого типа: наблюдения за вариациями химического состава газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана (о. Сахалин) выявили увеличение содержания углеводородных газов и азота на фоне снижения концентраций углекислого газа под влиянием Невельского землетрясения 2007 г. в южной части Центрально-Сахалинского разлома [4]. В фумаролах вулканов Менделеева, Головнина и других с температурами 60-115 °С содержание углеводородных газов достигало 22 %, но большей частью не превышало 0,005 % [2].

По нашим данным (2009-2013 гг.) по изотопному составу углерода метана и углекислого газа на о. Кунашир выделяется 4 основные группы газов (рис.). Четко отделен источник «Добрый Ключ» (поле 1). Примечательно, что метан из этого источника характеризуется самой высокой долей тяжелого изотопа углерода по сравнению со всеми остальными источниками. При этом основным газом источника является азот, по всей видимости, эндогенного происхождения. Во вторую группу (поле 2) вошли газы термальных источников и ключей вулканов Менделеева и Головнина. Отдельной группой выделяются свободные газы парогазовых струй сольфатар вулкана Менделеева (поле 3). Особняком стоит источник (правый нижний угол диаграммы) на вулкане Менделеева на высоте 410 м со стороны северо-западного сольфатарного поля.

Изотопный состав углерода углекислого газа фумарол изменяется от -1,1 до -8,7 ‰, а метана от -16,1 до -38,4 ‰. На о. Итуруп установлено (2012 г.) что метан из фумаролы верхнего фумарольного поля вулкана Баранский характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -6,4 ‰ при $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ +2,4 ‰. Это самые «тяжелые» изотопные соотношения углерода метана, обнаруженные на Дальнем Востоке. Данный метан неорганического происхождения относится к типично ювенильным газам. В газах вулканов Баранский и Иван Грозный обнаружение предположительно ювенильного метана (0,03 % об.) и CO_2 (74 %) удалось отбору проб во время вулканической активности, которая началась 16 августа 2012 года. В 2013 г. отбор был выполнен более детально, анализ 12 проб газа показали среднее значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -5,6 ‰ что подтверждает данные 2012 г. Изотопный состав углекислого газа на о. Итуруп в 2013 г. выявил «облегченные» относительно 2012 г. значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ от -2,4 до -6,3 ‰, причиной чему может быть спад активности этих вулканов. Существуют различия в газовом составе между привершинными сольфатарами, термальными источниками на вулканических склонах и обособленными геотермальными проявлениями. Причины раз-

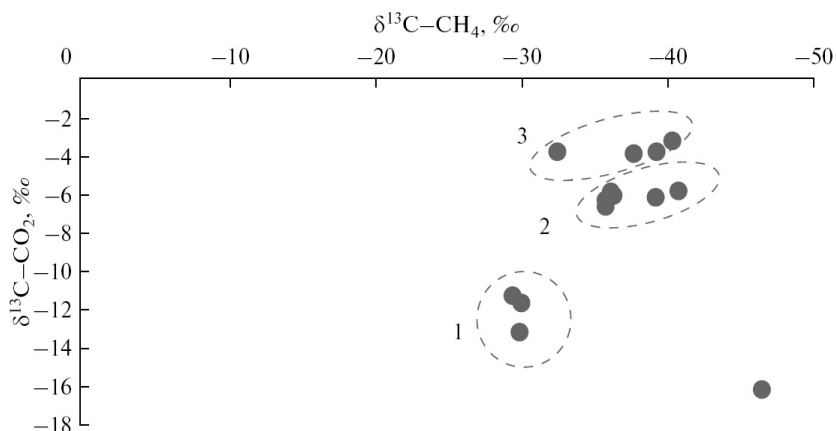


Рис. Соотношение $\delta^{13}\text{C}$ метана и углекислого газа вулканов Менделеева и Головнина на о. Кунашир, 2009 г.

казали среднее значение $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ -5,6 ‰ что подтверждает данные 2012 г. Изотопный состав углекислого газа на о. Итуруп в 2013 г. выявил «облегченные» относительно 2012 г. значения $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ от -2,4 до -6,3 ‰, причиной чему может быть спад активности этих вулканов. Существуют различия в газовом составе между привершинными сольфатарами, термальными источниками на вулканических склонах и обособленными геотермальными проявлениями. Причины раз-

личия – удаленность от эруптивного центра, в результате чего происходит дифференциация газового состава: по удалению уменьшаются концентрации углекислого газа и серосодержащих газов, и возрастает доля углеводородных газов. При этом концентрация метана увеличивается в 10 раз на периферийных источниках по отношению к источникам близким к эруптивным центрам. По совокупности изотопно-газогеохимических параметров углеводородные газы во всех объектах опробования на о. Кунашир относятся к термогенным газам – продуктам преобразования органического вещества субдукцируемых океанических осадков под действием эндогенного тепла и метаморфогенным газам. Этан, пропан и бутан редко превышают содержание 100 ppm и являются сопутствующими продуктами процессов генезиса углеводородов. Основным компонентом в исследованных объектах на о. Кунашир является CO_2 (ср. 53 % об.) за исключением обособленного источника «Добрый Ключ» (CO_2 0,04 %) газовый состав которого представлен преимущественно азотом (93 %). По распределению изотопов углерода углекислого газа, можно отметить тенденцию увеличения доли тяжелого изотопа в «сухих» газах сольфатар по отношению к отдельным ключам и водным термальным проявлениям. По этой же особенности наиболее тяжелый по углероду углекислый газ обнаруживается ближе к эруптивным центрам вулканов.

Охотоморский подводный склон Курильской островной дуги. В морских осадках приостровной части Курильской котловины в 2007-2009 гг. нами выявлен резкий всплеск аномальных концентраций углеводородных газов (C_2 - C_5 в сумме) до 1500 ppm (фон 3 ppm) на двух региональных профилях при приближении к Курильской островной дуге. Также, методом НСП на этих профилях фиксируются аномалии, которые в западных районах Охотского моря соответствуют вертикальным газонасыщенным зонам. Эти и другие данные указывают на усиление генерации углеводородных газов в осадочной толще при приближении к вулканическим аппаратам. Для сравнения, проведены авторские исследования вдоль границы, отделяющей Охотоморскую литосферную плиту от Амурской на примере Западно-Сахалинского, Центрально-Сахалинского, Восточно-Сахалинского и Пограничного разломов. Выявлены современные изотопно-газогеохимические отличия трансформного и субдукционного типов межплитных границ в Охотоморском регионе. В частности, первый характеризуется преимущественно углеводородным типом дегазации, грязевым вулканизмом, «облегченным» изотопными отношениями углерода метана и углекислого газа, а также повышенной газогидратоносностью (выявленной прямыми методами в голоценовых морских отложениях) в отличие от второго. В зоне «сочленения» этих границ нами обнаружен в 2012 г. самый мощный поток восходящего газа со дна Мирового океана высотой до 2200 метров в юго-западной части Курильской котловины с набором минералогических, геохимических и изотопно-газогеохимических параметров указывающих на глубинный генезис газового флюида.

Таким образом, Курильская вулканическая дуга – одна из самых активных систем проницаемости, по которой в атмосферу выбрасывается сложная газовая смесь, отражающая изотопно-газогеохимический процесс межплитной дегазации Курильской зоны субдукции. Неотъемлемыми компонентами являются углеводородные газы различного генезиса, в том числе ювенильный метан. Изучение представленных аспектов является актуальной задачей фундаментальных и прикладных геологических исследований.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ 14-05-00294, 13-05-93000, 13-05-00544 и гранта ДВО РАН 12-III-A-07-139. Газохроматографические анализы выполнены в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (Свидетельство Росстандарта № 49 от 01 августа 2012 г.). Газогеохимическая съемка и непрерывное сейсмическое профилирование в Охотском море 2006-2009 гг. выполнено ТОИ ДВО РАН совместно с ФГУНПП «СЕВМОРГЕО». Исследование газогидратов выполняется в рамках Российско-Японско-Корейского проекта «Sakhalin Slope Gas Hydrates» SSGH-2. Масс-спектрометрические анализы выполнены в ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН и Университете Хоккайдо (Япония).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С., Несмелова З.Н. Метан. М.: Недра, 1978. 310 с.
2. Высоцкий И.В. Геология природного газа. М.: Недра, 1979. 392 с.
3. Гидротермы Курильской вулканической области. Отчет ДВНЦ АН СССР ИВ в 2-х кн. Отв. исп. Л.Н. Барабанов. Петропавловск-Камчатский, 1976. 787 с.
4. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения, 2010. № 42. С. 49-57.
5. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 211 с.
6. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток. Дальнаука, 1999. 184 с.
7. Taran Yu. Commission on the chemistry of volcanic gases. Newsletter. No. 21. International association of volcanology and chemistry of the earth's interior December 2010. 23 p.

СДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПИЛЬДА-ЛИМУРИЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (НИЖНИЙ АМУР)

Юшманов Ю.П.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
г. Биробиджан, e-mail: yushman@mail.ru*

Исследуемая территория расположена в северном сегменте Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса, наложенного на мезозойские осадочные образования одноименного орогенного пояса (рис.). По особенностям геологического строения здесь выделяются две тектонические зоны – Прибрежная вулканическая и Перивулканическая, ограниченные с флангов

Лимурчанским и Приозерным глубинными разломами, расположенными на продолжении Центрального Сихотэ-Алиньского сдвига. Особенностью тектонического строения Прибрежной зоны является двухъярусное строение. Верхний ярус образуют базальты, андезибазальты, андезитодациты и риодациты позднего мела – палеоцена. Вулканогенные отложения на востоке скрыты водами Татарского пролива. С запада они ограничены Приозерным глубинным разломом, который прослеживается на 270 км от оз. Орель на севере до оз. Кизи, продолжаясь на юг на 320 км.

Прибрежной зоны, сложенный преимущественно мезозойскими терригенными интенсивно дислоцированными отложениями Журавлевско-Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов аккреционного клина [3]. Журавлевско-Амурский террейн на западе по Лимурчанскому глубинному разлому граничит с Ульбанским террейном. В Ульбанском террейне преобладают верхнетриасово-юрские и юрские интенсивно дислоцированные осадочные отложения, а в двух первых террейнах – меловые. Тектоническому районированию отвечают металлогенические зоны, соответствующие Нижнеамурскому и Пильда-Лимурийскому рудным районам. В Нижнеамурской вулканической металлогенической зоне развиты близповерхностные золотосеребряные кварц-алунитовые месторождения, Пильда-Лимурийской перивулканической – золотокварцевые слабо сереброносной формацией, подчиненное значение имеют месторождения и рудопроявления золотосульфидной формации гипабиссального уровня глубинности [5].

Перивулканическая Пильдо-Лимурийская золотоносная зона выступает в тектоническом блоке, ограниченном на западе Лимурчанским, а на востоке Приозерным глубинными разломами, на юге – северо-восточной зоной Киселевского разлома. Глубинные разломы образуют широкую (50-70 км) меридиональную зону вязкого левого сдвига протяженностью 275 км от залива Николая на севере до р. Амур на юге. На геологической карте [4] зона сдвига выражена S-ым флексурным изгибом складчатых мезозойских терригенных толщ. Судя по размерам флексурного изгиба, горизонтальная амплитуда левостороннего сдвига составляет 200 км с учетом разворота складчатых структур к меридиональному простиранию параллельно Лимурчанскому разлому, вертикальная амплитуда по геофизическим данным – 8 км (устное сообщение А.М. Петрищев-

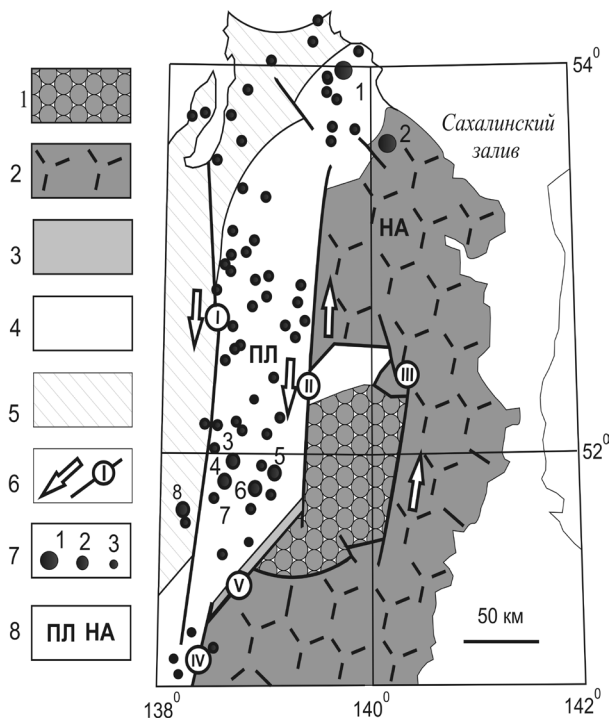


Рис. Тектоническая схема контроля золоторудных месторождений Нижнего Амура (составлена с использованием данных [3, 4]).

1 – Четвертичные континентальные отложения Удиль-Кизинской впадины; 2 – Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоплутонический пояс поздне меловой-неогеновый; 3 – Киселевско-Маноминский апт-сеноманский террейн; 4 – Журавлевско-Амурский террейн раннемелового турбидитового бассейна трансформной окраины; 5 – Ульбанский террейн юрский турбидитовый; 6 – разломы и их номера: I – Лимурчанский, II – Приозерный, III – Утанский; IV – Центральный Сихотэ-Алиньский, V – Киселевский, стрелки указывают направление сдвига; 7 – месторождения золота: крупные (1), средние (2), рудопроявления (3) и их номера: 1 – Многовершинное, 2 – Белая гора, 3 – Покровско-Троицкое, 4 – Агние-Афанасьевское, 5 – Дяппе, 6 – Мартемьяновское, 7 – Учаминское, 8 – Делькен; 8 – рудные районы: ПЛ – Пильда-Лимурийский, НА – Нижнеамурский.

ского). При сдвиге в режиме транстенсии флексура испытала растяжение в центральной части, где геологическим картированием фиксируется основная масса внедрившихся гранитных интрузий нижнеамурской натриевой серии повышенной основности, с которыми ассоциирует золоторудная минерализация. По глубине формирования интрузивы и прочие связанные с ними образования – гипабиссальные, с отклонением в сторону мезоабиссальных и близповерхностных [5].

В зоне динамического влияния Лимурчанского глубинного разлома зона вязкого сдвига прослеживается в северо-восточном направлении на 50 км от Агние-Афанасьевского золотокварцевого месторождения до Учаминского золотоарсенопиритового месторождения и далее на север до Покровско-Троицкого месторождения. Ширина зоны сдвига колеблется от первых сотен метров до 2-3 км. Находит свое подтверждение литологический контроль золотосульфидной минерализации с дисперсным золотом меловыми черносланцевыми толщами (пионерской или лимурийской свит). Эти свиты характеризуются повышенным содержанием углерода (1,5-3 %), золота (до 5-8 г/т) и платины (до 3,5 г/т) [1, 6].

Месторождения Дяппе и Мартемьяновское расположены в золотоносной зоне, контролируемой северо-восточным Киселевским левым сдвигом. В области его динамического влияния прослеживается зона динамометаморфизма (шириной более 1 км) в верхнемеловых осадочных породах. Это отложения сульфидно-углеродистой формации («мартемьяновские» сланцы), которые фрагментарно обнажены и прослежены по азимуту СВ 500 на водоразделе низовьев рек Пильда и Лимури на протяжении 18 км. Черные сланцы слагают ядро антиклинали, а крылья – песчаники меловой лимурийской свиты. Широко проявлено рассеянное оруденение в виде сети тончайших золотоносных прожилков. Штокверки развиты в интрузивных породах и вмещающих сланцах. Развиты линейно вытянутые участки гидротермально измененных и пиритизированных сланцев, содержащих до 5 г/т золота, что обусловлено наличием кварц-лимонитовых жил. Кроме того, золото присутствует и в пирите, где его содержание достигает 40-50 г/т. Все горные породы месторождения Дяппе золотоносны.

Прежняя концепция обработки месторождений заключалась в селективной выемке богатых золотокварцевых жил со средним содержанием золота 20 г/т [5]. В бонанцах, по воспоминаниям старожилов, на Агние-Афанасьевском месторождении из 20 килограммов кварца получалось

четыре килограмма золота. Селективная отработка богатых рудных тел привела к быстрому истощению запасов. Тонкие прожилки и вкрапленные руды в межжильном пространстве массово не опробовались, оставаясь в целиках. По данным разведочных и эксплуатационных работ, по мере удаления от жил содержание золота во вмещающих породах уменьшается от 5,0 до 0,8 г/т. Таким образом, вмещающие кварцевые жилы зоны дробления, песчаники, сланцы, дайки и штоки с наложенной гидротермальной минерализацией сами являются рудными телами. В зонах дробления содержание золота достигает 120 г/т. Сегодня существующие мировые цены на золото и современные технологии позволяют с экономической выгодой извлекать золото при понижении минимального промышленного содержания до 1,5 г/т и бортового до 0,4 г/т [2]. В этой связи к объектам первой очереди разведки золоторудных месторождений в Пильда-Лимурийском рудном районе можно отнести ранее разрабатывавшиеся мелкие месторождения золота. В зонах вязкого сдвига рудные поля месторождений находятся в структурной обстановке проявления штокверкового и мелкожильного (но многожильного – до десятков и сотен в рудном поле) золото-кварцевого оруденения, а также прожилково-вкрапленных золотосульфидных залежей в мезозойских черносланцевых углеродистых терригенных толщах. Потенциально крупнотоннажными рудными объектами являются рудные поля и фланги месторождений Агние-Афанасьевское, Покровско-Троицкое, Учаминское, Дяппе, Мартемьяновское и Делькен. Суммарный потенциал золота по месторождениям и рудопроявлениям автором оценивается в 1200 т.

В результате исследований установлена главенствующая роль сдвиговой тектоники в локализации золоторудной минерализации в Пильда-Лимурийском районе, где рудные поля ассоциируют с S-образной флексурой, образованной юрско-меловыми терригенными породами в результате левого сдвига амплитудой 200 км по Лимурийскому и параллельным ему разломам, образующим широкую зону вязкого сдвига. Наиболее продуктивный тектонический режим для рудоотложения отвечал условиям локального растяжения на фоне общего латерального сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А. Основы минерализации золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 261 с.
2. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И. Перспективные типы большеобъемных месторождений золота Северо-Востока России. Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благороднометалльного сырья: Сб. науч. Тр. / Под ред. В.Г. Моисеенко, А.П. Сорокина. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2005. С. 75-79.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
4. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:2 500 000. Объясн. Зап. / Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Хабаровск: Дальгеология, Таежгеология, 1991. 51 с.
5. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
6. Невструев В.Г., Беспалов В.Я. Перспективы обнаружения крупнообъемных месторождений золота на территории Хабаровского края // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал), 2010. Т. 4. № 12. С. 507-517.