

**ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ
ОБСТАНОВОК СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ
И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

РОЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КРУПНОАМПЛИТУДНЫХ СДВИГОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Буслов М.М.

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

Позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии [1-3, 5, 6, 8, 10-12, 14-16]. Они формируют орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при столкновении Казахстанского (Казахстанско-Байкальского) составного континента с Сибирским континентом, и в позднем карбоне–перми – при столкновении Восточно-Европейского континента, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [2-4, 6, 12]. В результате коллизий венд-среднепалеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Восточно-Европейского континентов и полностью Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены крупноамплитудными сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов (тектоностратиграфических единиц), которые перемешались друг с другом, нарушив первичную геодинамическую, тектоническую и палеогеографическую зональность.

Разновозрастные группы сдвиговых террейнов представлены фрагментами ранне-среднепалеозойских окраинно-континентальных комплексов, оторванных из обрамления Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. Террейны разделены позднепалеозойскими сдвиговыми и сдвигово-надвиговыми зонами. Они чаще всего завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам. Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонного и позднекарбонно-пермского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [2, 12]. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент был разделен на множество сдвиговых террейнов, венд-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупные ороклинальные [1, 10, 11, 14]. Наиболее интенсивные позднекарбонно-пермские сдвиги проявились в Восточном Казахстане, разделив составной континент на два крупных коллажа сдвиговых террейнов: Казахстанский и Байкальский. Между ними сформирована линейная сдвиговая структура, шириной более 500 км, включающая Чарскую, Иртышскую, Северо-Восточную, Курайскую сдвиговые зоны и Главный Саянский сдвиг. Позднекарбонно – пермские сдвиговые и надвиговые структуры в Алтае-Саянской складчатой области осложняют средне-позднепалеозойскую Чарышско-Терктинско-Улаганско-Саянскую сутурно-сдвиговую структуру, завершающую этап коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ-10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», гранта научной школы академика Н.Л. Добрецова НШ-65804.2010.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.
2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10 (1-2). С. 49-75.
3. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И. и др. Проявление позднекарбонно-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 1-4.
4. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66-90.
5. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-

- Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93-108.
7. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 78. С. 59-75.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
9. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
10. Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 41-58.
11. Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleoasian Ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands. 1993. P. 45-62.
12. Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y. et al. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 655-671.
13. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu. Fragment of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 673-690.
14. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. // Nature. 1993. V. 364. P. 299-307.
15. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A. et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // Journal of the Geological Society. London, 2007. V. 164. P. 31-47.
16. Windley B.F., Kroner A., Guo J. et al. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // J. Geology. 2002. V. 110. P. 719-737.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

В ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА:

ГЕОДИНАМИКА, ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Верниковский В.А.^{1,2}, Верниковская А.Е.¹, Метелкин Д.В.^{1,2}, Матушкин Н.Ю.^{1,2}

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН*

630090, г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3

²*Новосибирский государственный университет*

630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, VernikovskayaVA@ipgg.nsc.ru

На основании геолого-структурных, петролого-геохимических, геохронологических и палеомагнитных исследований установлено, что формирование покровно-складчатых поясов в обрамлении Сибирского кратона происходило в течение нескольких этапов в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. На примере Таймырской складчато-покровной области и Енисейского кряжа рассматриваются соотношения геодинамических обстановок во времени, в частности трансформация в неопротерозое пассивной континентальной окраины в активную, аккреционно-коллизионные процессы, формирование островных дуг и офиолитов, орогенез и окраинно-континентальный рифтогенез. В зависимости от последовательности и соотношения указанных обстановок рассматриваемые ключевые регионы Сибири и Арктики характеризуются определенной последовательностью и типами магматизма и рудообразования.

В неопротерозойской истории Енисейского кряжа установлено три главных тектонических события, в интервалах 880-860, 760-720 и 700-630 млн. лет [3]. Наиболее древнее событие (880-860 млн. лет) связано с образованием гранитоидов тейского комплекса, которые были сформированы за пределами Енисейского кряжа, в составе Центрально-Ангарского террейна еще до его коллизии с Сибирским кратоном. Граниты синколлизионного аяхтинского и постколлизионного глушихинского комплексов (760-720 млн. лет) были образованы в ходе этой коллизии. Структурные и палеомагнитные исследования показывают вероятность косой коллизии

и возможного скольжения Центрально-Ангарского террейна относительно Сибирского кратона перед коллизией. В позднем неопротерозое – венде (700-630 млн. лет) в рассматриваемом регионе произошло формирование островных дуг и офиолитов с их последующей косою обдукцией на окраину кратона. В то же самое время, 710-630 млн. лет назад, в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны Енисейского кряжа образовались магматические тела основного и среднего состава повышенной щелочности, граниты А-типа и карбонатиты, сопровождающиеся ореолами щелочных метасоматитов, сформированные в обстановке активной континентальной окраины [4].

На Енисейском кряже большинство золоторудных месторождений и рудопроявлений, относимых к разным типам, приурочено к Татарско-Ишимбинской сутурной зоне, в которой также локализуется основная часть неопротерозойских магматических образований. Анализ имеющихся геохронологических данных для золоторудных объектов Енисейского кряжа [6], полученных разными методами для разных пород и минералов, свидетельствует о том, что их образование вероятнее всего происходило в период вышеназванных аккреционно-коллизионных событий.

Таймыро-Североземельский складчатый пояс разделяется на три крупные структуры северовосточного простираения – Южно-Таймырский складчатый пояс, представляющий собой деформированную пассивную окраину Сибирского палеоконтинента, Центрально-Таймырский аккреционный пояс и окраину Карского микроконтинента [1, 2, 7]. Их формирование происходило в разных геодинамических условиях – Центрально-Таймырский аккреционный пояс, в строении которого значительную роль играют океанские, островодужные и задуговые комплексы, оказался тектонически совмещенным с одной стороны – с осадками пассивной окраины Сибирского континента, а с другой – с отложениями континентально склона и подножья Карского микроконтинента. Этот вывод убедительно подтверждают палеомагнитные исследования, выполненные для палеозойских отложений архипелага Северная Земля и Южно-Таймырского пояса, а также неопротерозойских вулканитов Центрально-Таймырского пояса [5]. В частности, этими работами показано независимое от Сибири палеогеографическое положение Карского микроконтинента в раннем палеозое и некоторых террейнов Центрально-Таймырского пояса в раннем неопротерозое.

Основные геодинамические комплексы и выделенные структуры Таймыра различаются между собой специфическими чертами металлогении. Установлено, что наиболее важной отличительной чертой при металлогеническом районировании Таймырской складчатой области является преимущественно золотоносная специализация коллизионной зоны сочленения Центрально-Таймырского аккреционного пояса и надвинутой на него окраины Карского микроконтинента. Золотоносность неопротерозойских вулканогенных и черносланцевых комплексов этой структуры оказала существенное влияние на формирование золото-кварцевых жил, локализованных во флишоидных отложениях окраины Карского микроконтинента. Об этом свидетельствует значительное по масштабам перекрытие (несколько десятков километров) островодужных и океанских комплексов Карскими флишоидными отложениями, развитие мощного и протяженного (сотни километров) кварцево-жильного пояса вдоль зоны Главного Таймырского надвига, синскладчатый характер кварцевых жил и сульфидно-кварцевых зон. Перераспределение золота как из подстилающих золотоносных пород, так и внутри флишоидной толщи происходило при региональном метаморфизме коллизионного этапа в позднем палеозое и последующем постколлизионном (орогенном) магматизме.

ЛИТЕРАТУРА:

- 1. Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Проскурнин В.Ф., и др.** О позднерифейском возрасте плагиогранитов Кунарского массива (Северо-Восточный Таймыр) по результатам U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН, 1993. Т. 331. № 6. С. 706-708.
- 2. Верниковский В.А.** Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

3. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 1. С. 35-52.

4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона – результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008. Т. 419. № 1. С. 90-94.

5. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А. и др. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1816-1820.

6. Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. НП АИ «Гео», Новосибирск, 2009. 16 с.

7. Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М. и др. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника, 1991. № 6. С. 76-93.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИЛОЖЕНИЯ НЕЧЁТКОЙ КЛАСТЕРИЗАЦИИ К ГРАВИТАЦИОННЫМ ДАННЫМ В РЕГИОНЕ МОЛУККСКОГО МОРЯ

Гвишиани А.Д.

Геофизический центр РАН, г. Москва

Цель доклада – применение алгоритма кластеризации «Роден» [1-3], созданного в ГЦ РАН в рамках нового апробированного подхода к анализу геолого-геофизических данных «Дискретный математический анализ (ДМА)», в интерпретации гравитационных аномалий полной редукции Буге в области Молуккского моря (северо-восток Индонезии) для исследования структуры и соотношения основных тектонических элементов региона.

Геологическое и тектоническое строение исследуемого района. Молуккское море, расположенное между Восточно-Индонезийским и Филиппинским архипелагами (рис. 1), возможно, является одним из районов самого сложного тектонического строения в Юго-Восточной Азии. Плита Молуккского моря, сейчас почти полностью субдуцировавшая, зажата между тремя сходящимися плитами: Филиппинского моря, Евразийской и Австралийской [1].

Расположенное в зоне конвергенции трёх плит Молуккское море (рис. 1) характеризуется сложным сочетанием тектонических структур. Сложная комбинация зон субдукции объединяет два падающих в противоположных направлениях края плиты Молуккского моря, Филиппинскую зону субдукции на востоке и Котабатскую на западе. Основная область конвергенции в Молуккском море располагается у западной зоны субдукции под островной дугой Сангихе и у восточной – под островной дугой Халмахера.

Гравитационные аномалии в исследуемом регионе. Гравитационное поле региона Молуккского моря в полной редукции Буге содержит, по меньшей мере, две составляющие разной частоты. Региональная составляющая отражает элементы тектонического строения региона первого порядка. В частности, положительные аномалии чётко очерчивают океаническую литосферу Филиппинского моря и моря Сулавеси. Линейная, протяжённая с севера на юг отрицательная аномалия соответствует преимущественно Центральному хребту. К югу от Талаудского архипелага она значительно шире топографической возвышенности и покрывает сильно деформированные аккреционные призмы, расположенные по обеим сторонам хребта. К северу, вблизи Минданао, она повторяет восточный край топографической возвышенности и сдвинута к Филиппинскому разлому. На более локальных составляющих соотношения тектонической структуры и гравитационного поля менее выражены, поскольку их частично маскируют высокие амплитуды региональной компоненты.

После разделения гравитационных полей для интерпретации локальных составляющих была применена эйлерова деконволюция, основанная на новом методе кластеризации. На рис. 2а представлены её результаты (эйлеровы источники) на центральной части участка исследований при структурном индексе 2 (точечная масса) и размере окна 25'×25'. Применение методики

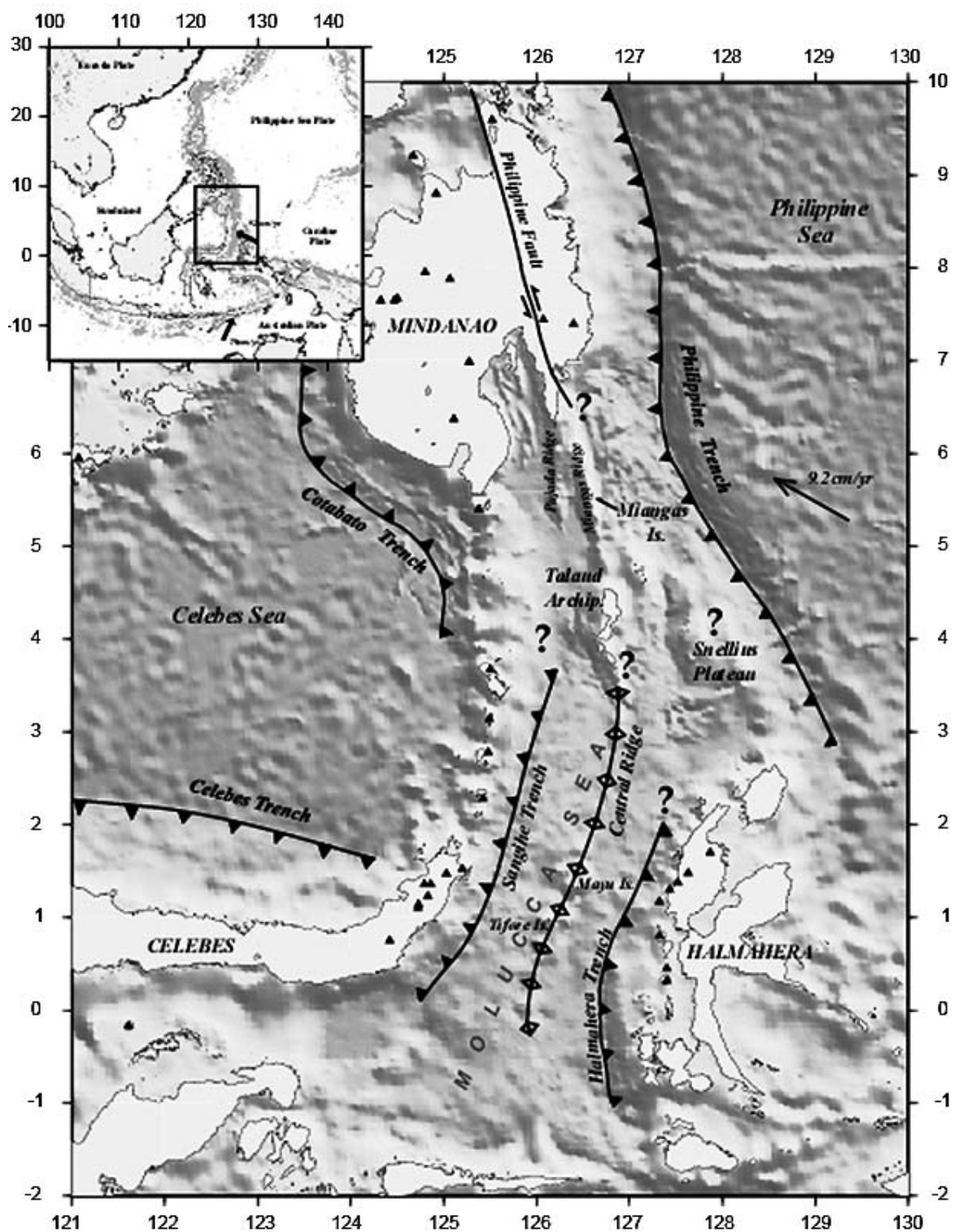


Рис. 1. Карта рельефа дна и основные структурные элементы Молуккского моря. Знаком вопроса отмечены слабоизученные области.

кластеризации, основанной на алгоритме «Роден» (рис. 2б) значительно уменьшает число решений и позволяет найти плотные области, которые отражают положение главных возмущающих тел региона [3].

Полученные кластеры простираются в нескольких направлениях. Решения разной глубины соответствуют разным тектоническим элементам региона.

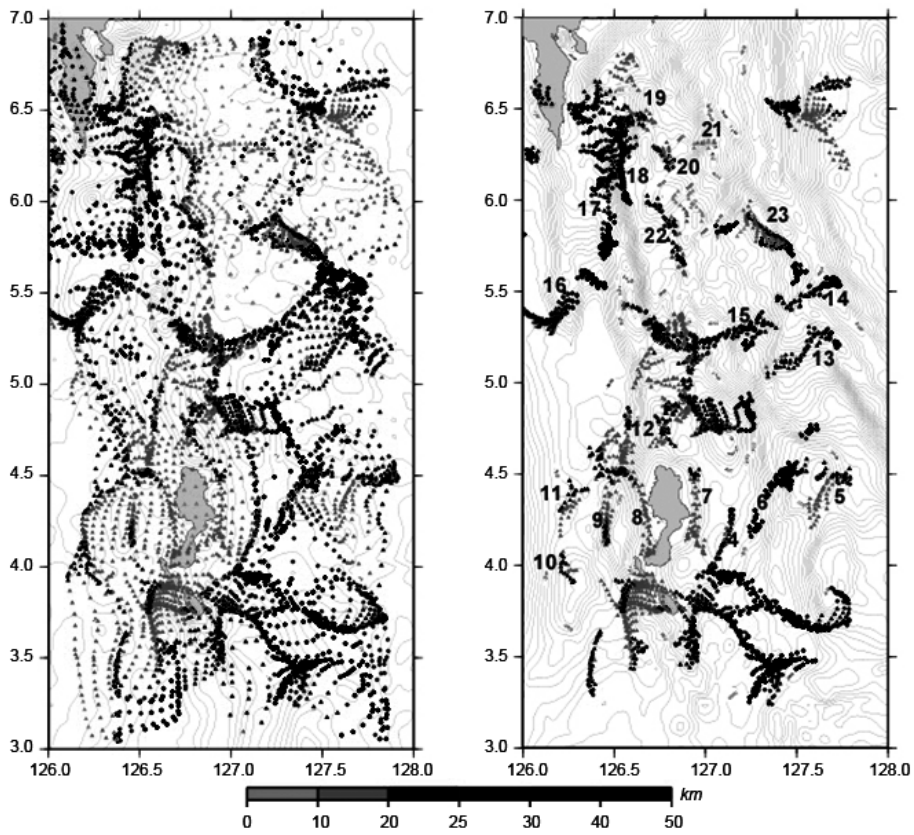


Рис. 2. Карта глубин гравитирующих источников, полученная применением Эйлеровой деконволюции (а) и результат применения к ней кластеризации (б). Цветовая градация соответствует глубинам расчета в км.

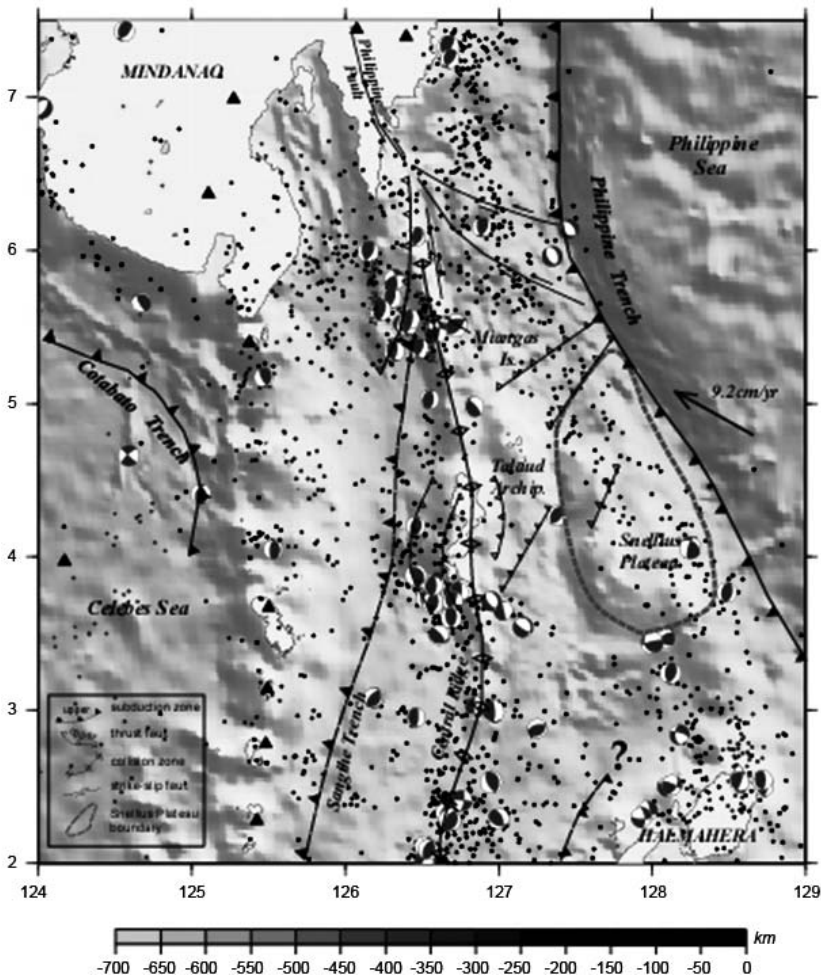


Рис. 3. Тектоническая схема, основанная на результатах интерпретации гравитационных данных.

Результаты интерпретации гравиметрических данных. По результатам изучения полученных данных сделан ряд выводов о тектоническом строении региона. Определено происхождение и тектоническое развитие Талаудского архипелага, уточнены детали строения и развития разлома Сангихе и Филиппинского разлома. Также в процессе интерпретации гравиметрических данных по региону Молуккского моря удалось выявить глубину и распространение сейсмических очагов (рис. 3).

Выводы. Метод интерпретации геофизических данных, описанный авторами, является очень эффективным в изучении структуры верхней части литосферы и геодинамических процессов путём комбинирования поверхностных и спутниковых гравиметрических данных. Материалы съёмки будущих спутниковых миссий более высокого разрешения (например, GOCE) позволят дальнейшее развитие метода и его применение к изучению мало исследованных районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. C. Widiwijayanti, V. Mikhailov, M. Diament, C. Deplus, R. Louat, S. Tikhotsky, A. Gvishiani. Structure and evolution of the Molucca Sea area: constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset // Earth and Planetary Science Letters, 215 (2003). P. 135-150.
2. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. О новом подходе к кластеризации // Кибернетика и системный анализ. 2002. № 2. С. 104-122.
3. Mikhailov V., Galdeano A., Diament M., Gvishiani A., Agayan S., Bogoutdinov Sh., Graeva E., Sailhac P. Application of artificial intelligence for Euler solutions clustering // Geophysics, 2003. V. 68. N. 1. P. 168-180.

О ВЫЯВЛЕНИИ ОБСТАНОВОК СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ В СТРУКТУРАХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

При составлении геодинамических реконструкций разного масштаба до недавнего времени выделялись, главным образом, конвергентные и дивергентные границы плит, для распознавания которых существовал набор структурных и вещественных признаков. Обстановке скольжения плит друг относительно друга по латерали уделялось мало внимания, хотя, как оказалось, этот режим имел важное, а порой определяющее значение в структурообразовании как на этапе формирования разрезов осадочных пород и магматических ассоциаций, так и в ходе их последующих преобразований в процессе аккреции или коллизии.

Признаки, позволяющие распознавать обстановку скольжения плит в структурах геологического прошлого, сформулированы в [1, 5]. В предлагаемом сообщении внимание акцентируется на том, как эти признаки «работают» при реконструировании геодинамики Восточно-Азиатской окраины в мезозое.

Структурные признаки. Поверхностным выражением обстановки скольжения литосферных плит являются приуроченные к границам этих плит системы сдвигов, многие из которых известны и описаны достаточно давно. Таковой является, в числе других, Восточно-Азиатская система, включающая систему сдвигов Тан-Лу [3]. Для геодинамического анализа важнейшими являются данные о причинах, времени и масштабах перемещений вдоль сдвиговых систем. Для Восточно-Азиатской окраины возможной причиной формирования сдвиговых систем с левосторонним характером перемещений в мезозое является косое взаимодействие активно двигающихся на север и северо-запад океанических плит Палеопацифики относительно малоподвижной Евразии [1]. Проблема датировки перемещений решается не всегда однозначно. Более или менее уверенно можно говорить о времени завершения крупномасштабных перемещений по возрасту наиболее молодых интенсивно деформированных образований. В Сихотэ-Алине верхняя возрастная граница крупномасштабных перемещений подчеркивается угловым несогласием, вдоль которого смятые в сложные складки, нарушенные сдвигами и прорванные гранитоидами

нижнемеловые (по средний альб включительно) отложения перекрыты относительно слабо деформированными вулканитами сеноман-туронского возраста (петрозуевская и синанчинская свиты). Время начала крупномасштабных перемещений определяется по косвенным признакам – по времени начала заполнения специфических присдвиговых структур растяжения (pull-apart basins) или по наиболее древним цифрам возраста магматических тел, внедрившихся в сдвиговые зоны. Вопрос о масштабах перемещения блоков по латерали достаточно однозначно решается также далеко не всегда. Простое определение амплитуд горизонтальных перемещений по разобщениям маркирующих слоев или границ возможно лишь для отдельных разломов и не дает полного представления о масштабах перемещений вдоль сдвиговых систем в целом. На флангах относительно крупных разломов (например, Центрального Сихотэ-Алинского), разграничивающих области с различной геологической историей, таких маркирующих горизонтов или границ обычно нет, и вопрос о масштабах перемещения, таким образом, остается открытым. В случаях, когда предполагаются крупномасштабные перемещения в близмеридиональном направлении, определенную помощь в этом отношении может оказать анализ палеобиогеографических и палеомагнитных данных. Так, в Таухинском и Кемском террейнах Сихотэ-Алиня установлены флоры, формировавшиеся первоначально на широтах южнее современного расположения не менее чем на 15°, т.е. эти террейны перемещены с юга на север на расстояние более 1500 км. Палеомагнитных данных по мезозою Сихотэ-Алиня пока нет, а имеющиеся данные для мезозоя Японии и Китая этому выводу не противоречат [1].

Петролого-геохимические признаки, позволяющие отличать вулканиты границ скольжения литосферных плит от надсубдукционных вулканитов выявлены также относительно недавно. Как оказалось, вулканизм в пределах систем активных сдвигов сопровождается формированием мантийных «окон» (slab-window), по которым поступал материал из зоны ниже мантийного клина или коры над зоной субдукции. При этом происходило смешение компонентов из разных источников (надсубдукционного, внутриплитового и MORB) в пропорциях, меняющихся как от места к месту, так и во времени. Именно такие характеристики получены для базальтов альб-раннесеноманской коркинской свиты Сихотэ-Алиня, а также для кайнозойских вулканитов в обрамлении Японского моря. Проявления вулканизма приурочены к бассейнам присдвигового растяжения (pull-apart basins) на участках разветвления, сближения или искривления (в плане) сдвиговых зон, в связи с чем они распределены вдоль границ плит крайне неравномерно, то есть не образуют сплошных поясов [1].

Седиментационные признаки. Осадконакопление на фоне активных перемещений вдоль систем сдвигов также происходило и происходит в рамках бассейнов присдвигового растяжения (pull-apart basins), нередко имеющих ромбовидную форму. Проблемой является получение доказательств того, что седиментация в присдвиговых грабенах происходила на фоне именно горизонтальных перемещений вдоль контролирующих границы бассейна разломов. Такими доказательствами могут являться установление скольжения депоцентров вдоль сдвиговых зон, а также выявление связанного со сдвиговыми перемещениями стиля дислокаций, изменения стиля и интенсивности этих дислокаций при переходе от нижних частей разреза к верхним. Для внутриконтинентальных присдвиговых бассейнов характерно широкое развитие приразломных конгломератов в их обрамлении и быстрый переход к более тонкообломочным фациям в их центральных частях при значительном увеличении мощности отложений. Для таких бассейнов характерно также преобладание в составе кластики материала непосредственного обрамления бассейнов, а также лавинный характер седиментации. Все эти особенности описаны для приразломных бассейнов системы Тан-Лу (Алчанского, Сунляо на северо-востоке Китая, Кенсан в Корею и др. [1])

В обстановке присдвигового сжатия седиментационными ловушками являлись понижения в рельефе вдоль лежащих боков надвиговых зон, а также осевые части синклиналильных изгибов

поверхности земли (нижнемеловые угленосные Раздольненский и Партизанский бассейны в Приморье). Для такого рода бассейнов характерны умеренные скорости седиментации, постепенное нарастание мощности отложений по мере перемещения к фронтальным частям надвигов или к приосевым частям синклиналиных прогибов и отсутствие проявлений конседиментационного вулканизма [1].

Терригенная седиментация вдоль осложненной сдвиговыми перемещениями непосредственной границы континент-океан изучена на примере раннемелового Журавлевского террейна Сихотэ-Алиня, состоящего из толщ песчаников, алевролитов и горизонтов турбидитов общей мощностью более 12 тыс. м. В составе кластики здесь доминируют продукты перемыва континентальной коры без сколько-нибудь значимого влияния конседиментационного вулканизма и в этом отношении седиментация мало отличается от таковой вдоль пассивных континентальных окраин. Отличие заключается в том, что в составе галек конгломератов доминируют кремни, характерны для домеловых аккреционных призм Сихотэ-Алиня, то есть область размыва включала ранее аккрецированные фрагменты активной окраины. На существование таких фрагментов указывает то, что в составе тяжелой фракции песчаников содержатся хромиты, сходные в химическом отношении с хромитами ультрабазитов офиолитов. Кроме того, при отнесении данного палеобассейна к присдвиговым учитывалось то, что западной его границей на значительном протяжении являлся Центральный Сихотэ-Алинский разлом, раннемеловые горизонтальные перемещения вдоль которого установлены достаточно надежно. Добавим также, что рассматриваемый палеобассейн замещался по латерали участками активных окраин (раннемеловые Таухинский и Кемский террейны Сихотэ-Алиня [6]).

Следует отметить, что перечисленные выше «вещественные» признаки характеризуют преимущественно обстановки присдвигового растяжения, то есть трансенсии. Для Сихотэ-Алинского участка окраины были более характерны транспрессионные обстановки, здесь заканчивали свой путь транслировавшиеся вдоль окраины террейны, и, соответственно, для этого района характерны интенсивные складчатые, сдвиговые и надвиговые дислокации. Следствием этого явилось многократное увеличение вертикальной мощности осадочной оболочки, формирование на ее нижних уровнях зон метаморфизма и выплавления больших объемов гранитоидных магм, внедрение которых завершило формирование орогенного пояса и, в целом, новообразованной континентальной литосферы [4]. Орогенные гранитоиды Сихотэ-Алиня, таким образом, пусть и опосредованно, формировались в обстановке скольжения плит и требуют, соответственно, пристального изучения с целью выявления петролого-геохимических критериев, позволяющих отличать их, например, от близких по химизму коллизионных гранитоидов [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Голозубов В.В.** Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 230 с.
2. **Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Раткин В.В., Сокарев А.Н.** Геодинамическая типизация гранитоидов Приморья // Тихоокеанская Геология, 1998. Т. 17. № 5. С. 11-26.
3. **Уткин В.П.** Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
4. **Ханчук А.И., Голозубов В.В.** Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340-345.
5. **Ханчук А.И., Голозубов В.В., Родионов С.М., Горячев Н.А.** Теоретические основы тектонического, геодинамического и металлогенического анализа / Ред. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока края. Владивосток, Дальнаука, 2006. Т. 1. С. 20-32.
6. **Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г.** Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

АККРЕЦИОННЫЕ ПРИЗМЫ ДРЕВНИХ ЗОН СУБДУКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ)

Кемкин И.В.

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

Аккреционные призмы – интенсивно дислоцированные осадочные комплексы, формирующиеся в основании континентальных и островодужных склонов в результате последовательного причленения (аккреции) фрагментов осадочного чехла и положительных в морфологическом отношении структур океанической плиты в процессе ее субдукции. Первые представления об аккреции осадков чехла океанической плиты были сформированы в начале 1970-х годов в связи с интенсификацией морских геолого-геофизических исследований, проводимых в рамках международной программы глубоководного бурения (DSDP). В частности, по данным сейсмопрофилирования и бурения было установлено, что основание внутренних склонов желобов сложено наклоненными в сторону склона (от желоба) клиновидными пачками слоев, ограниченных тектоническими поверхностями. Внутри пачек слои осадочных пород интенсивно смяты в асимметричные опрокинутые складки с наклоном осевых плоскостей в направлении желоба. Дальнейшие углубленные сейсмические и магнитные исследования в сочетании с данными глубоководного бурения и драгирования склонов желобов, позволили выявить внутри этих пачек закономерную смену пелагических осадков, гемипелагических отложений и фаций дна желоба. По совокупности всех данных Д.Р. Сили с соавторами (Seely et al., 1974) предложили модель строения аккреционных призм как многократно счешуенного осадочного клина, формирование которого связывалось с пододвиганием океанической литосферы под внутренний склон желоба и последовательной аккрецией ее осадочного чехла и, частично, базальтового слоя к нижней части склона.

Вскоре после открытия аккреционных призм в современных субдукционных зонах, стали появляться данные и о наличии фрагментов древних аккреционных призм в структурах континентальных окраин, главным образом, Циркум-Тихоокеанского региона (Францисканский меланж в Северной Америке, призма о. Кадык, Японские острова).

В то же время строение складчатых областей Тихоокеанской окраины Азии по-прежнему представлялось как чередование синклинорных и антиклинорных структур, сформировавшихся в орогенный этап геосинклинальной стадии развития и сложенных мощным комплексом вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений, включаемых в целый ряд последовательно залегающих свит. Например, в зоне так называемого Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Сихотэ-Алинская складчатая область) палеозойско-мезозойские образования выделялись в семь последовательных свит: тудовакскую, эльдовакскую, маляновскую, самаркинскую, удековскую, себучарскую и ариаднинскую суммарной мощностью свыше 15 000 м, известных под названием Улахинская серия.

В течение 1980-х годов при изучении хаотических толщ в Сихотэ-Алине (так называемых олистостром) сотрудниками Дальневосточного геологического института ДВО РАН был сделан ряд крупных открытий, в корне изменивших сложившиеся представления о геологическом строении и истории развития этого региона, считавшегося в то время типичной геосинклинальной складчатой областью. В частности, было установлено, что кремни, слагающие глыбы и обломки, а также разновеликие пластины (олистоплаки) в терригенном матриксе, 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 (около 1 мм в 1 000 лет), а также тесная связь их с океаническими толеитами СОХ-типа указывали, что накопление их осуществлялось в пелагической (т.е. центральной, максимально удаленной от терригенных источников) части палеоокеана, с глубинами

большими уровня карбонатной компенсации. Глыбы и обломки известняков, представляющие собой типичные рифогенные породы, по совокупности характерных признаков (тесная ассоциация с высокотитанистыми щелочными базальтами типа «горячих точек», наличие «холодного» контакта между известняками и базальтами и др.) были сопоставлены с фрагментами палеогайотов, что также характеризует их океаническое происхождение. Кроме того, было обосновано, что присутствующие среди олигоценных образований обломки и пластины среднепалеозойских базальтов, габброидов и ультраосновных пород представляют собой тектонически разобщенные фрагменты единой офиолитовой ассоциации, т.е. последовательный комплекс пород, слагающих разрез океанической коры. И, наконец, данные микрофаунистических исследований показали, что, например, все терригенные породы, входящие в состав различных свит Улахинской серии, имеют юрский возраст, а карбонатные и кремневые породы более древний. Кремни – каменноугольный, пермский, триасовый и раннеюрский, а известняки – каменноугольный и пермский, т.е. многократное чередование в пределах 15 километрового разреза палеозойских известняков, палеозойских-раннемезозойских кремней и юрских терригенных пород не может быть седиментационным. Это результат тектонического совмещения разнофациальных и разновозрастных образований.

Эти данные позволили заключить, что строение Сихотэ-Алиня не есть нормальная или нарушенная в результате покровно-надвиговых дислокаций единая палеозойско-мезозойская стратиграфическая последовательность геосинклинального типа, а представляет собой многократное чередование в едином разрезе палеоокеанических образований и терригенных отложений приконтинентальной области седиментации, являющееся результатом их тектонического совмещения в ходе субдукции океанической литосферы и частичной аккреции фрагментов ее осадочного чехла. В соответствии с возрастом терригенных пород, характеризующих время аккреции, в структуре Сихотэ-Алиня были выделены фрагменты (террейны) трех разновозрастных аккреционных призм: юрской, позднеюрско-раннемеловой и ранне-среднемеловой.

Особенности строения Сихотэ-Алиньских аккреционных призм можно рассмотреть на примере наиболее распространенной в регионе юрской призмы, которая представлена четырьмя террейнами: Самаркинским, Наданьхада-Бикинским, Хабаровским и Баджалским. В современной структуре Сихотэ-Алиня юрская призма представлена тектоническим пакетом многократного чередования тектонических пластин, сложенных пелагическими и гемипелагическими отложениями и фрагментами подводных гор, окраинноокеаническими песчано-сланцевыми толщами и хаотическими (субдукционный меланж) образованиями, что обусловлено, в первую очередь, процессами подслаивания и неоднократного дуплексирования океанических отложений в ходе субдукции. Породы, слагающие этот пакет пластин, смяты в сжатые разноамплитудные, асимметричные, нередко опрокинутые складки преимущественно северо-восточного простирания, с вергентностью осевых поверхностей складок на юго-восток и зеркалом складчатости, полого погружающимся на северо-запад.

Характер деформаций отложений юрской призмы и пространственная геометрия ориентировок основных структурных элементов залегания пород (генеральное падение слоев, вергентность осевых плоскостей складок, наклон зеркала складчатости) таковы, что тектонические пластины нижнего структурного уровня призмы обнажены в восточной части, а верхнего, соответственно, в западной. В большинстве случаев пластины имеют монопородный состав, что является результатом срывов по границе разнокомпетентных пород. Однако, в ходе литолого-биостратиграфических исследований было выявлено, что в отдельных тектонических пластинах сохранились фрагменты первичного (не нарушенного) разреза осадочного чехла океанической плиты, где пелагические кремни постепенно сменяются гемипелагическими кремнисто-глинистыми отложениями, и, далее, терригенными породами. Такие стратиграфические последовательности отложений, получившие название *Oceanic Plate Stratigraphy Sequences* (Berger, Winterer, 1974; Isozaki et al., 1990 и др.), отражают историю седиментации на океанической плите в ходе ее дрейфа от места

зарождения (зона спрединга) до места захоронения (зона субдукции). Каждая группа отложений этих последовательностей обладает определенной информативностью. Так кремни характеризуют историю пелагической седиментации. Гемипелагические образования (кремнистые аргиллиты, аргиллиты и алевроаргиллиты) фиксируют момент подхода участка океанической плиты к конвергентной границе. Терригенные породы, накопление которых происходило в желобе, являются индикатором начала погружения данного участка океанической плиты в зону субдукции и, соответственно, последующей аккреции фрагментов ее осадочного чехла.

Детальные биостратиграфические исследования в пределах таких тектонических пластин, принадлежащих разным структурным уровням юрской призмы, показали, что возраст слагающих их кремнисто-терригенных отложений слегка отличается и плавно омолаживается от верхних уровней к нижним. Например, в Самаркинском террейне переходные слои от кремней к терригенным породам (кремнистые аргиллиты) имеют геттанг-плинсбахский, плинсбах-тоарский, тоар-ааленский, байоский и бат-келловейский возраст. В Хабаровском террейне установлен плинсбахский, среднебайоский и бат-среднекелловейский возраст кремнистых аргиллитов, а в Наданьхада-Бикинском – позднеплинсбахский, позднебайоский и бат-титонский.

Разный возраст пород (и в особенности терригенных) указывает на разное время аккреции фрагментов осадочного чехла океанической плиты, а плавное его омоложение в направлении к нижним структурным уровням – о последовательном характере процесса аккреции разновозрастных (т.е. разноудаленных от центра спрединга) участков (или Oceanic Plate Stratigraphy Sequences) океанической плиты. Следовательно, возраст слагающих тектонические пластины пород дает нам возможность, с одной стороны, определить время аккреции отдельных океанических фрагментов и воссоздать последовательность процесса аккреции, а с другой, расчленив призму на конкретные тектоно-стратиграфические единицы (или комплексы), характеризующие определенные этапы ее формирования и уточнить строение региона распространения данной призмы. На сегодняшний день в составе юрской призмы выделено пять (правда, не во всех террейнах) последовательных тектоно-стратиграфических комплексов. С учетом возраста слагающих их кремнисто-терригенных пород юрская призма характеризуется инверсионным стилем строения – нижний структурный уровень сложен более молодыми породами, а верхний несколько более древними. Вместе с тем, в пределах каждого комплекса первичная стратиграфическая последовательность отложений нормальная (от более древних к более молодым). Такое строение призмы является результатом последовательной аккреции. В ходе субдукции океанической плиты первыми аккретируются фрагменты ее передовых (наиболее удаленных от центра спрединга и поэтому более древних) участков. Далее под них последовательно аккретируются фрагменты более молодых участков океанической плиты, в результате чего формируется пакет тектоно-стратиграфических слайсов. Таким образом, истинное строение юрской призмы представляется не как беспорядочное многократное чередование тектонических пластин, сложенных разновозрастными и разнофациальными палеоокеаническими образованиями, а как закономерное повторение сложнодислоцированных фрагментов первичного разреза чехла разновозрастных, т.е. разноудаленных от центра спрединга, участков палеоокеанической плиты.

Аналогичное строение имеет и Сихотэ-Алинская позднеюрско-раннемеловая призма (Таухинский террейн) и разновозрастные призмы Японских островов – юрская (террейны Мино, Тамба, Ашио, Северный Чичибу, Самбагава и др.) и позднеюрско-раннемеловая (террейны Ошима, Северный Китаками, Южный Чичибу и Рюкю).

В заключение следует отметить, что изучение древних аккреционных призм имеет важное значение как для уточнения геологического строения сложенных ими регионов, характеризующихся сложным чешуйчато-поддвиговым строением и их геологической эволюции, так и выяснения специфики процесса аккреции на различных участках конвергентной границы, корреляции геологических событий в зоне сочленения литосферных плит и реконструкции геодинамической эволюции континентальных окраин, вдоль которых они формировались.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ОКРАИННОМОРСКИХ ПЛИТ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ С ЕВРАЗИАТСКОЙ ПЛИТОЙ

Петрищевский А.М.

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН
679016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4*

Пространственные границы, происхождение, эволюция и палеогеодинамика литосферных плит 2-го порядка (Амурской, Охотоморской, Колымо-Омолонской) на северо-востоке Азии в значительной степени остаются неясными и являются предметом постоянных дискуссий на протяжении более 30 лет. Эти плиты (Амурская, Охотоморская), характеризуются как мало обособленные от континента (в т.ч. затопленные в разное время) фрагменты плит 1-порядка, либо – как микроконтиненты (супертеррейны), блуждающие по поверхности астеносферы в северном полушарии Земли, либо – как коллажи террейнов разного возраста и происхождения (Колымо-Омолонская плита), аккрегированные к Евразии. Актуальное значение, в связи с этим, имеют глубинные геофизические исследования зон сочленения этих плит, которые могли бы пролить свет на происхождение и механизмы взаимодействия литосферных сегментов 1-2-го порядков, однако и здесь имеются определенные трудности. Сейсмические, магнитотеллурические и термометрические методы зондирования выполнены только по редкой сети профилей, а гравиметрические данные, по причине широких пределов эквивалентности решений, интерпретируются неоднозначно [3, 6, 7].

Новый взгляд на проблему строения и взаимодействия литосферных плит 2-го порядка с Евразийской плитой открывают формализованные гравитационные модели земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Азии, полученные с помощью инаприорных расчетных процедур. Эти модели основываются на самых общих представлениях о плотностных неоднородностях тектоносферы, а соответствующие им гравитационные аномалии не связываются с конкретными геологическими телами и отражают только степень плотностной дифференциации (контрастности) тектонических сред, обусловленной его реологическими свойствами [4]. Носителем информации о реологической характеристике слоев земной коры и верхней мантии является μz -параметр [4], по физико-математическому определению являющийся градиентом поверхностной плотности сфер, эквивалентных сложным (в т.ч. многосвязным) системам плотностных неоднородностей компактного класса. В 3D-моделях пространственных распределений этого параметра максимумами μz картируются жесткие пластины в основании земной коры и литосферы, а минимумами – зоны частичного плавления в подкоровом слое и астеносфере [4, 5, 8]. Анализ структурных форм и пространственных взаимоотношений жестких пластин позволяет делать выводы о типах и механизмах сочленения литосферных плит.

Охотоморская плита, по полученным данным (разрезы 3-3 и 4-4 на рис. 1), представляет собой тонкую (мощностью 40-45 км) пластину океанической верхней мантии (или корово-мантийного слоя), надвинутую на прогибающуюся литосферу Евразии, от которой отделяется астеносферной линзой. Восточный фланг пластины подогнут под континентальную (евразийскую) кору, а по геологическим данным [2] здесь диагностируются признаки субдукции Охотоморской плиты. В приводимых разрезах подгибание, или поддвигание, жесткого корово-мантийного субокеанического слоя под окраину континента отличается от классических моделей субдукции небольшим вертикальным диапазоном этого процесса (интервал глубин от 20 до 60 км). Более выраженные признаки поддвигания Охотоморской плиты под земную кору континента наблюдаются в северной части Охотского моря (разрез 5-5), в зоне сочленения этой плиты с Колымо-Омолонской. Здесь поддвигание нижнего слоя земной коры Охотского моря сочетается с продолжением верхнекоровых континентальных структур в акваторию [1].

На восточной границе Охотоморской плиты ясно просматриваются признаки расщепления тихоокеанской тектоносферы на 2 пластины (разрезы 3-3 и 4-4). Верхняя представляет собой тело

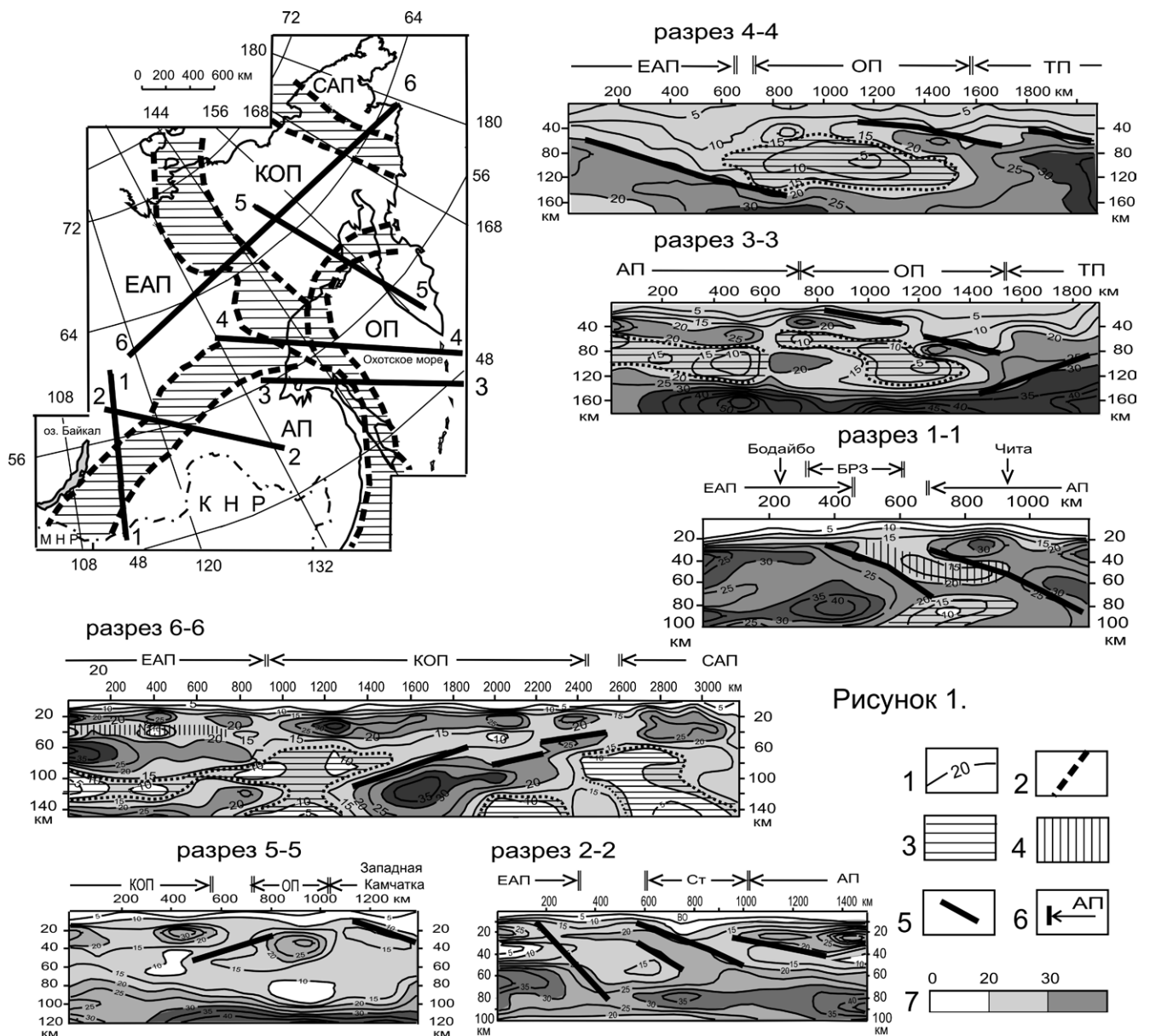


Рис. 1. Типичные разрезы зон сочленения литосферных плит.

1 – изолинии градиента поверхностной плотности эквивалентных сферических источников (1 усл. ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 2 – границы плит; 3, 4 – зоны пониженной вязкости в подкоровом слое (3) и астеносфере (4); 5 – зоны надвигания и поддвигания тектонических пластин (слоев); 6 – границы тектонических структур; 7 – шкала раскраски разрезов. Обозначения структур: плиты: САП – Северо-Американская, КОП – Колымо-Омолонская, ЕАП – Евразийская, АП – Амурская, ОП – Охотоморская; БРЗ – Байкальская рифтовая зона, Ст – Становой гранитный пояс.

Охотоморской плиты, а нижняя – субдуцированную литосферу Тихоокеанской (ТП).

Колымо-Омолонская плита (КОП) [8], как и все другие плиты 2-го порядка, обособляется от примыкающих к ней литосферных сегментов поднятиями астеносферы, приближающейся до глубины 55-60 км от поверхности Земли (разрез 6-6). Она имеет небольшую мощность (40-50 км) и представляет собой верхнюю, корово-мантийную, отщепленную пластину Северо-Американской плиты (САП), либо – образовалась путем длительной направленной аккреции к континенту вулканогенно-осадочных комплексов и островных дуг мезозойского окраинного Оймяконского моря, или Ангаючамского океана [6] в процессе субдукции нижнего слоя литосферы САП (разрез 6-6).

Северо-восточный фланг **Амурской плиты (АП)** надвинут на край Евразийской по пологому вязкому детачменту мощностью 20-25 км, а ее литосфера утолщается в юго-восточном направлении (разрез 1-1). На северном фланге АП (разрез 2-2) те же особенности проявлены слабее, однако и здесь край Евразийской плиты характеризуется ступенчатым погружением под Становик, жесткий слой литосферы (слой повышенных значений μz -параметра) в зоне сочленения плит резко сокращен, а толщина подкорового вязкого слоя (повышенные значения μz -параметра) – увеличена. На северо-восточной окраине АП выявлены [5] признаки надвигания более молодых окраинноморских террейнов на кристаллический слой земной коры Амурской плиты.

При сравнении разрезов 1-1, 2-2 и 3-3 просматриваются общие особенности сочленения плит 2-го порядка, имеющих окраинноморское происхождение, в разное время присоединенных к Азиатскому континенту. Во всех случаях коровый жесткий слой мощностью 40-50 км надвинут на астеносферу, или подкоровый вязкий слой пограничных зон. В разрезах 3-3 и 6-6 проявлены признаки расщепления плит 1-го порядка (САП и ТП) на коровую и нижнюю литосферную пластины.

Таким образом, формализованные гравитационные модели тектоносферы Северо-Восточной Азии приводят к выводу об универсальном характере коллизии плит 2-го порядка (позднепалеозойской Амурской, мезозойской Колымо-Омолонской и позднемезозойско-кайнозойской Охотоморской) с континентальной Евразийской плитой на протяжении 250-300 млн. лет. При этом, относительно более тонкие тектонические пластины и плиты, затопленные окраинными морями, всегда надвигались на толстую литосферу континента, или астеносферу пограничных зон (разрезы 1-1, 3-3, 6-6), но могли поддвигаться под континент при сочленении их с другими плитами 2-го порядка (разрез 5-5). В свете рассмотренных данных, характеристическими особенностями коллизионных процессов на границах окраинноморских плит 2-го порядка, по-видимому, являются: соскабливание осадочных толщ с подножий континентальных склонов в процессе субдукции нижнего слоя литосферы плит 1-го порядка, смятие их в аккреционных призмах, срывы и перемещения вулканогенно-кремнистых комплексов островных дуг, подводных гор и выступов нижнего слоя океанической коры в форме тектонических покровов, последующее поднятие и осушение поверхности Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ващилов Ю.А., Гайдай Н.К., Зимникова Т.П., Лучинина А.В., Любомудров В.В., Постникова В.В., Сахно О.В. Продолжение линейных структурных элементов береговой рамы в Северо-Охотской акватории // Строе-ние, геодинамика и металогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. С. 26-27.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивос-ток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глу-бинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 2. С. 3-17.
4. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли, 2006. № 8. С. 43-59.
5. Петрищевский А.М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим дан-ным) // Тихоокеанская геология, 2011. Т. 30. № 3. С. 50-65.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
7. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
8. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН, 2009. Т. 412. № 5. С. 689-693.

КОНВЕРГЕНЦИЯ И ДИВЕРГЕНЦИЯ ВНУТРЕННЕЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ:

ОТРАЖЕНИЕ В РАЗВИТИИ КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

Рассказов С.В.^{1,2}, Чувашова И.С.^{1,2}, Ясныгина Т.А.¹, Фефелов Н.Н.¹, Саранина Е.В.¹

¹Институт земной коры СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, rassk@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет

664003, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1

Выяснение происхождения «внутриплитного» магматизма требует разработки особых подходов к типизации магматических источников. В основу наших построений положено выделение их конкретных геохимических типов по пространственно-временной смене состава излившихся расплавов с учетом глубинного строения территорий. Принципиальное разделение магматических источников на подлитосферные и литосферные в зависимости от различных геодинамических процессов, развивавшихся в континентальной литосфере и подлитосферной мантии, дается в приведенной блок–диаграмме (рисунок). На ней не показано какого-либо участия материала компонентов глубокой части океанической мантии, поскольку трактовка геохимических данных для этих компонентов не является строгой и допускает многозначность интерпретаций.

Развитие представлений о тектонике плит способствовало многочисленным уточнениям первичных моделей. В частности, оказался не состоятельным первоначально принятый постулат о жесткости Евразийской плиты, которая состоит из литосферных блоков разного размера, разделенных подвижными системами [2, 7]. Во Внутренней и Восточной Азии действовали различные геодинамические механизмы: на первой территории – механизм образования орогенов в обстановке преобладающей конвергенции (сжатия южной окраины континента), на второй – меха-

Магматические источники



Соотношения магматических источников и геодинамических процессов Азии.

низм дивергенции (растяжения восточной окраины) на фоне субдукции океанических плит под континент, чередовавшейся с их боковым скольжением. В нашем сообщении подчеркиваются геохимические отличия источников кайнозойского магматизма, явившиеся закономерным результатом различий в мантийной динамике.

Особое геодинамическое значение имеет астеносферный компонент, выделяющийся в расплавах подлитосферной мантии. Термин «астеносфера» был введен в начале 20-го столетия после термина «изостазия» в дополнение к нему для обозначения слоя мантии, в котором происходит компенсация движений земной поверхности. В настоящее время, однако, под астеносферой понимаются самые разные свойства мантии, часто не имеющие отношения к первичному определению этого термина. Развитие методов сейсмической томографии способствовало выявлению в мантии высокоскоростных слабых фрагментов, часть из которых пребывает в стагнации, а часть испытывает активное погружение. Такие фрагменты неизбежно проявляются в характере активизации астеносферного слоя. В нашем докладе, с одной стороны, будут рассмотрены подходы к определению роли астеносферы в эволюции мантийного магматизма без искажения ее первоначального значения (т.е. с подчеркиванием функции мантийного слоя, связанного с движениями земной поверхности), с другой стороны – будут учтены последствия активизации мантии при наличии в ней высокоскоростных слабых фрагментов.

Понимание роли астеносферы в горообразовательных движениях имеет непосредственное отношение к геодинамической трактовке современной мощности литосферной мантии и коры, устанавливаемой геофизическими методами. Рельеф равнинных территорий означает отсутствие астеносферного эффекта. И наоборот, чем выше горы, тем эффективнее астеносферные процессы. В позднем мелу и раннем-среднем кайнозое огромные пространства Азии представляли собой равнину. Следовательно, эффект астеносферы был минимальным. Но ее роль существенно возросла при позднекайнозойском росте горных сооружений. Временная смена глубинных процессов отразилась в ускорении магматической цикличности, отчетливо выраженной в чередовании извержений высококалиевых и умереннокалиевых базальтовых расплавов Центральной Монголии. Циклы длительностью порядка 20 млн лет позднего мела и раннего-среднего кайнозоя сменялись циклами 6-8, ~ 2.5 млн. лет в позднем кайнозое, а затем более частыми циклами 0.3-0.7 млн. лет в квартере [9, 12].

Развитие коллизионных орогенов характеризуется тремя стадиями: 1) «мягкой» коллизии, сопровождавшейся субдукцией океанической литосферы, 2) «жесткой» коллизии с субдукцией континентальной коры одной из плит и 3) постколлизионного распада орогена с преобладанием растяжения [4, 11]. В качестве признака орогенеза принимается утолщение литосферы и коры. В то же время, типичную орогенную Тибетско-Гималайскую структуру с толстой корой относят к тафрогену [8]. Можно было бы считать, что тафрогенез получил развитие на постколлизионной (пост-конвергентной) стадии. Но данные механизмов очагов землетрясений и GPS-геодезии свидетельствуют о продолжающейся конвергенции Индийского индентора и Азии.

В определении орогена признак утолщения литосферы не является показательным, поскольку утолщенная часть нивелируется в результате деляминации. Между тем, утолщенная часть коры сохраняется. Таким образом, именно признак утолщенной коры и отражает развивающийся орогенез. Из анализа данных о толщине коры Азии [3, 5, 10 и др.] вытекает вывод о сходстве тектонических условий ее внутренней части с условиями в Гималайско-Тибетском орогене. Территория последнего и восточная часть Центрально-Азиатской орогенной системы характеризуется утолщенной корой (соответственно, до 74 и 60 км). Область орогенеза отделена от области растяжения континентальной окраины востока Азии с утоненной корой (< 40 км) переходной зоной с нормальной толщиной коры (40-45 км). К переходной зоне относятся Ордосский и Сычуанский блоки, а также западная часть Амурской микроплиты. Отметим, что кора утолщается не только при орогенном сжатии, но и при рифтогенной трансформации – растяжении

со сдвигом. Примером процесса утолщения коры при трансенсии является северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны, образование структуры которой моделировалось слоем глиняной пасты. Фактором утолщения служил процесс делатансии [1].

Орогенное и рифтогенное (трансенсивное) утолщения коры различаются по характеру сопровождающих магматических процессов. Сжатие в орогене создает условия для плавления коры. Пример – кайнозойские коровые выплавки в Гималайско-Тибетском и Восточно-Хангайском орогенах. Растяжение со сдвигом способствует развитию мантийного магматизма и подъему мантийных расплавов на уровень коры с образованием промежуточных термостатированных очагов, в которых осуществляется дифференциация. Пример – пространственно-временная эволюция позднекайнозойской магматической системы хр. Удокан (северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны), в которой получили развитие высококаалиевая и низкокаалиевая высокощелочные серии и умереннокаалиевая умереннощелочная [6].

Мы предполагаем, что выплавки из слэбовых источников Центральной Монголии представляли собой материал блоков, отрывавшихся от утолщенной литосферы распадавшихся фанерозойских орогенов и погружавшихся в верхнюю мантию с запечатыванием сверху океанического материала полихронного Монголо-Охотского слэба. На восточной окраине Азии подобный механизм запечатывания океанического слэбового материала не реализовался, поэтому состав магматических источников был более изотопно-обедненным, чем в Центральной Азии.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», государственный контракт № П736 от 20.05.2010 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Борняков С.А.** Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика, 1986. № 6. С. 3-10.
2. **Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В.** Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника, 2004. № 1. С. 3-20.
3. **Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М.** Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 143-154.
4. **Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.** Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
5. **Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.** Кайнозой Байкальской рифтовой впадины : строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал ГЕО, 2001. 252 с.
7. **Рассказов С.В.** Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.
8. **Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В.** Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника, 1998. № 4. С. 25-40.
9. **Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А.** Рифты мира. Учебно-справочное пособие. Пер. с англ. М.: Геокарт, 2009. 188 с.
10. **Li S., Mooney W.D., Fan J.** Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics, 2006. V. 420. P. 239-252.
11. **Mo X, Hou Z, Niu Y et al.** Mantle contribution to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet // Lithos, 2007. V. 96. P. 225-242.
12. **Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S.** Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

СУБДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Родников А.Г.¹, Забаринская Л.П.¹, Рашидов В.А.², Сергеева Н.А.¹

¹Геофизический центр РАН
г. Москва, rodnikov@wdcb.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, б-р Пийна, 9

Регион исследований, через который построен сводный геолого-геофизический разрез, расположен между Евразийским и Австралийским континентами, и Тихоокеанской и Индийской океанскими плитами (рис. 1, 2). Разрез проходит через мозаику многочисленных микроплит, окраинных морей, задуговых бассейнов и островных дуг, характеризующихся резкими перепадами мощности земной коры, интенсивной сейсмичностью и вулканизмом. Окраинные моря и островные дуги в пределах рассматриваемого региона сформировались в кайнозое. Вдоль разреза проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических данных с целью установления роли глубинных процессов в формировании структур земной коры региона.

Мощность коры в пределах региона исследований варьирует от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной, до 25-30 км под островными дугами и 10-15 км под окраинными морями. Формирование структур связано 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 региона исследования [1].

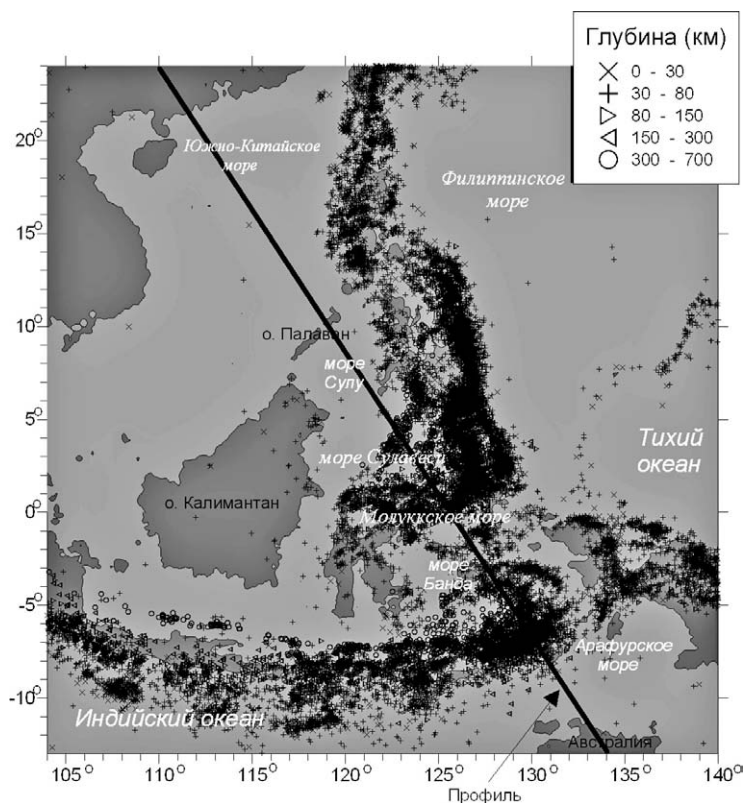


Рис. 1. Регион исследования и местоположение геолого-геофизического разреза. Распределение эпицентров землетрясений за период 1973-2010 гг. построено по данным каталога Национального центра информации о землетрясениях геологической службы США (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>).

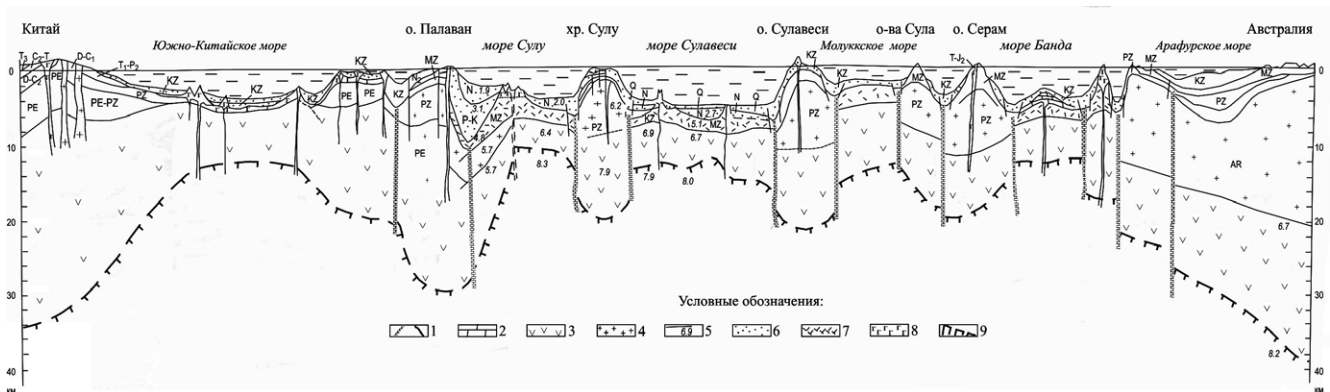


Рис. 2. Разрез через Юго-Восточную Азию, Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и Австралию: 1 – разломы; 2 – известняки; 3 – нижняя часть коры; 4 – верхняя часть коры; 5 – скорости сейсмических волн; 6 – осадочный слой; 7 – вулканогенный слой; 8 – базальты; 9 – поверхность Мохо.

Коллизия между Индией и Азией, начавшаяся 45 млн. лет назад, привела к геологической реконструкции блоков внутри Азии и субдукционным процессам, которые были осложнены во второй половине кайнозоя субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент [3].

Формирование **Южно-Китайского моря** связано с рифтогенезом, начатым вдоль Вьетнамского континентального шельфа. Сначала палеогеновый рифтогенез распространился вдоль Вьетнамского континентального шельфа с образованием палеогеновых рифтовых впадин, а затем, в неогене, рифтогенные процессы привели к образованию моря [2]. Северо-восточная часть Южно-Китайского моря образовалась несколько позднее, чем ее южная часть. Открытие бассейна в результате спрединга началось 37.8 млн. лет назад и завершилось 15.5 млн. лет назад [7]. В процессе развития Южно-Китайского моря происходили неоднократные изменения направления спрединга, связанного с общими тектоническими подвижками блоков Юго-Восточной Азии. В раннем миоцене (23-20 млн. лет назад) произошли повсеместно излияния щелочных базальтов, характеризующие активность границ плит в то время. В центральной части моря сохранился спрединговый рифт, где сейсмические скорости изменяются от 6.8 км/с в основании коры до 8.0 км/с в верхней части мантии. В зоне центрального рифтового спрединга выделяются несколько грабенов, в которых мощность осадков увеличивается до 4 км [5]. Граница Мохо меняется от 30 км на севере до 25 км на юге. Под рифтовой структурой верхняя мантия расположена на глубине 18 км. О тектонической активности региона свидетельствуют современные подводные вулканы, исследованные во время рейсов НИС «Вулканолог» Институтом вулканологии ДВО РАН. Субдукция океанической плиты Южно-Китайского моря под остров Палаван, завершилась в конце миоцена. В пределах острова сформировалась структура толщиной более 30 км, сложенная двумя комплексами пород. Северная часть острова представлена континентальным блоком, возможно являющимся остатком континентальной окраины Китая, а южная сложена офиолитами, представляющими собой, по-видимому, фрагментами выжатой на поверхность океанической коры Южно-Китайского моря.

Море Сулу представляет собой окраинный бассейн, образованный в течение раннего миоцена. Хребтом Кагаян море разделяется на две впадины: северная часть моря подстилается континентальной корой, а южная – океанической, которая в раннем миоцене субдуцировала под дугу Сулу [3].

Результаты глубоководного бурения показали, что **море Целебес (Сулавеси)** образовалось в середине эоцена. Спрединговый центр лежит в южной части бассейна. Считается, что часть моря субдуцировала на юге под желоб Сулавеси, а на севере под дугу Сулу. Фундамент сложен

пиллоу-базальтами, перекрытыми среднеэоценовыми красными глинами. Толщина осадков от 1 до 2 км, а мощность коры не больше 15 км. **Молуккское море** подстилается океанической корой, а магматическая активность здесь протекала преимущественно в миоцене. В результате субдукционных и коллизионных процессов море почти полностью захлопнулось [6].

Море Банда, возможно, образовалось в неогене в результате задуговых спрединговых процессов, хотя не исключается, что оно представляет собой сегмент древнего дна Тихого океана, отгороженный субдукционными структурами и трансформными разломами. Сейсмические исследования показали, что один км осадков подстилается пятью км океанической коры, а поверхность Мохо расположена на глубине 10.5 км [3].

Континентальная окраина северной части Австралийской плиты, представляет собой жесткую плиту, которая в результате распада Гондваны подверглась деформациям, выразившимся в образовании небольших бассейнов, начиная с позднего мела. Австралийский континентальный шельф переходит в Тиморский трог, являющийся восточным продолжением Индонезийского желоба. В отличие от Индонезийского желоба Тиморский трог разделяет континентальные блоки Австралии и дуги Банда. Предполагается субдукция австралийской литосферы под дугу Банда, о чем свидетельствует, по мнению [4], сейсмофокальная зона, уходящая под море Банда на глубину свыше 300 км. Астеносферный слой выделяется под континентальным склоном Австралии на глубине примерно около 100 км, а под дугой Банда – около 70 км [4].

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявший на геологическое строение ЮВ Азии и ЮЗ Тихого океана. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру ЮВ Азии. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, сопровождавшемуся исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых. В настоящее время относительное движение плит Индии, Тихого океана, Австралии и Евразии хорошо известно [3]. Данные GPS, сейсмичность и вулканическая активность указывают на то, что регион исследования сложен многочисленными микроплитами, неоднократно образовавшимися и затем претерпевшими перемещения, ротацию или разрушения. Скорость спрединга в этих небольших образованиях часто очень велика. Большая часть окраинных морей открылись в последние несколько млн. лет, а другие были субдуцированы спустя несколько млн. лет после их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин переходной зоны Евразия – Тихий океан // Современное состояние наук о Земле. М.: МГУ, 2011. С. 1571-1575.
2. Fyhn M.B.W., Boldreel L.O., Nielsen L.H. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism // Tectonophysics, 2009. V. 478. P. 184-214.
3. Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer – based reconstructions, model and animations // J. of Asian Earth Sciences, 2002. V. 20. P. 353-431.
4. Hamilton W. Tectonics of Indonesian Region. US Geol. Surv., Washington, 1979. 345 p.
5. Li J. Research Progresses in Chinese Marginal Sea // InterMARGINS, 2006. № 6. P. 2-5.
6. Widiwijayanti C., Mikhailov V., Diament M. et al. Structure and evolution of the Molucca Sea area: Constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset // Earth and Planetary Science Letters, 2003. V. 215. P. 135-150.
7. Yeh Y.C., Sibuet J.C., Hsu S.K., Liu C.S. Tectonic evolution of the Northeastern South China Sea from seismic interpretation // J. Geophys. Res., 2010. V. 115. B06103.

ТЕКТОНИКА ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АМЕРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА

Соколов С.Д.

Геологический институт РАН

119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, sokolov@ginras.ru

Южно-Ануйская сутура – важный тектонический элемент в структуре Мезозоид Северо-Востока Азии (рис. 1). Она образовалась в результате коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Северо-Азиатского континента. Геологическое строение сутуры изучено недостаточно и поэтому допускает различные палеотектонические трактовки, начиная от границ, времени начала и завершения коллизии и кончая происхождением Южно-Ануйского бассейна: континентальный рифт [7, 8] или палеоокеанический бассейн [3, 6]. Разногласий не было относительно позднеюрско-раннемелового возраста океанического бассейна, будь то узкий рифт или океан.

В северо-западной части сутуры находится Шалауровский террейн, в центральной части – Южно-Ануйский террейн. Наиболее вероятным восточным продолжением являются «эвгеосинклинальные» комплексы Вельмайского террейна Чукотки и далее коллизияльная сутура Кобук

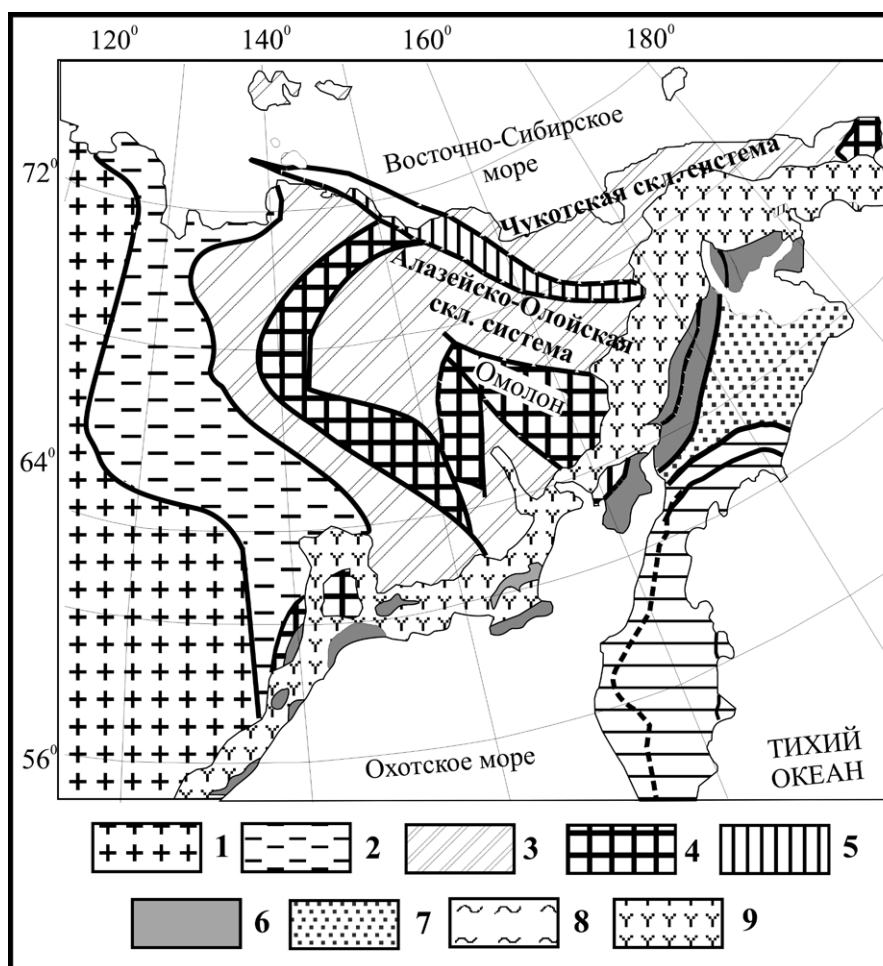


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Северо-Востока Азии.

1 – Сибирская платформа; 2 – структуры пассивной окраины Сибирского кратона; 3-5 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 3 – палеозойско-мезозойские отложения, 4 – террейны с континентальной корой, 5 – Южно-Ануйская сутура; 6-8 – Корьякско-Камчатская складчатая область: 6 – Западно-Корьякская складчатая система, 7 – Анадырско-Корьякская складчатая система, 8 – Олюторско-Камчатская складчатая система; 9 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

на Аляске [6]. Сложнее обстоит дело с западным продолжением сутуры. Большинство исследователей [3 и др.] считают возможным трассировать ее через Таймыр на Полярный Урал. Однако характер магнитного и гравитационного полей западнее о-ва Б.Ляховский не дает однозначного решения этого вопроса, на что неоднократно указывалось в работах [5, 10]. До появления новых геофизических данных по морской акватории нельзя исключать, что непосредственным продолжением офиолитовых комплексов Южно-Анхойской сутуры могут быть офиолитовые террейны Колымской петли. В этом случае конфигурация сутуры будет сходна с границами террейна Ангаючам на Аляске. Недавно такой вариант был детально рассмотрен в работе [9].

Южно-Анхойский террейн расположен в бассейнах рек Большой и Малый Анхой и состоит из системы сложно деформированных тектонических покровов, которые были надвинуты в северном направлении на триасовые отложения Анхойско-Чукотской складчатой системы (Чукотский микроконтинент) [10]. Южнее сутуры расположены островодужные и офиолитовые террейны Алазейско-Олойской складчатой системы.

В составе тектонических покровов выделяются следующие тектоно-стратиграфические комплексы (рис. 2): 1) вулканогенно-кремнисто-карбонатный, карбон; 2) вулканогенно-туфогенно-терригенный, верхний триас-валанжин; 3) терригенный с горизонтами вулканитов, верхняя юра; 4) турбидитовый, верхний триас; 5) турбидитовый, верхняя юра-нижний мел; 6) вулканогенно-терригенный комплекс, киммеридж-титон; 7) микститовый, верхняя юра-нижний мел; 8) базальт-кремнистый, средняя-верхняя юра. Они образовались в различных частях океанического бассейна и его окраин.

Полученные в последние годы сотрудниками Лаборатории тектоники океанов и приокеаниче-

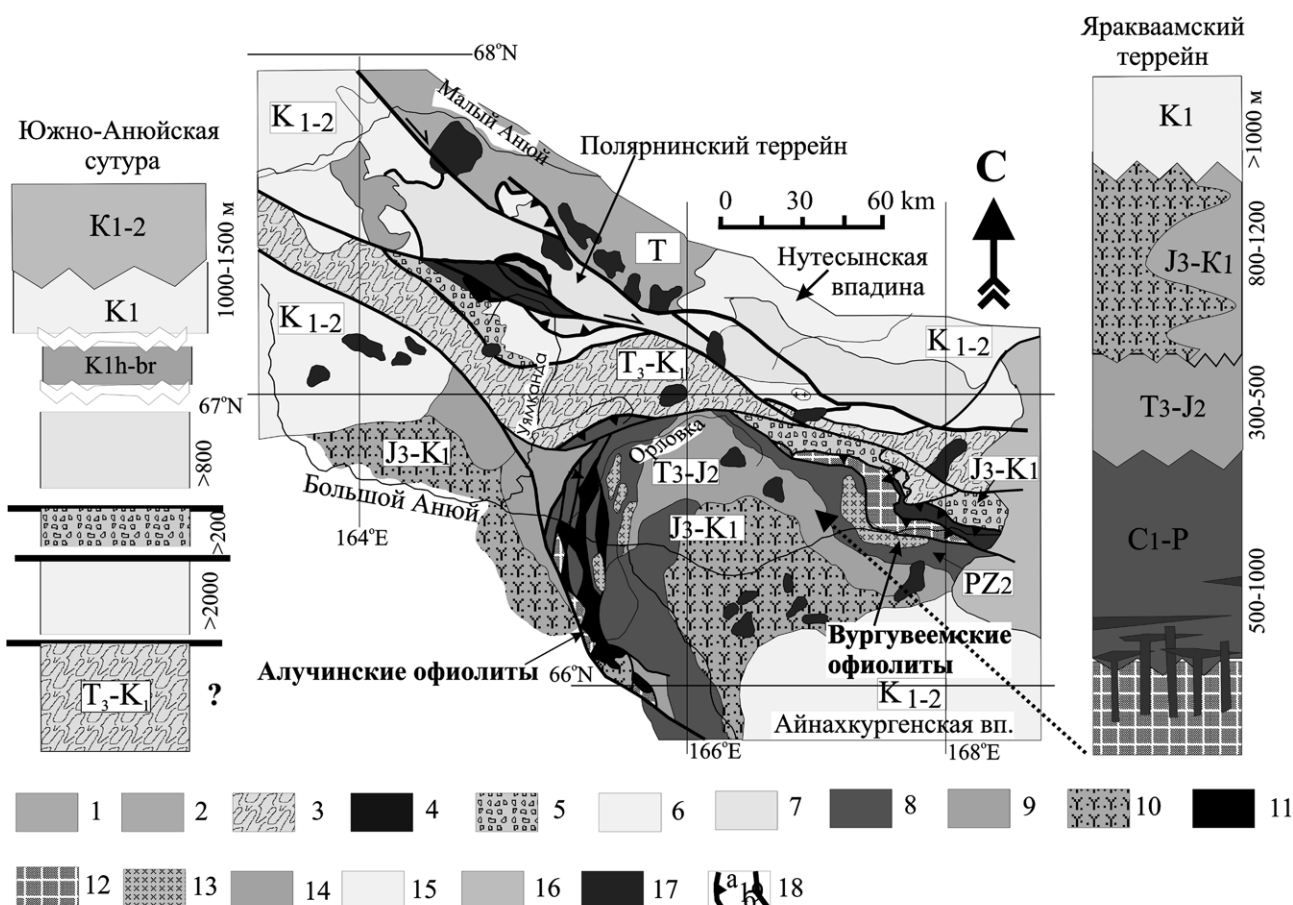


Рис. 2. Тектоно-стратиграфические комплексы Южно-Анхойского террейна.

ских зон новые данные потребовали значительного пересмотра прежних представлений о структуре, возрасте и тектонической истории структурно-вещественных комплексов Южно-Аньюйской сутуры.

1. Не нашли подтверждения представления о позднеюрско-раннемеловом возрасте Южно-Аньюйского океанического бассейна. Океанические базальты и кремни и вмещающие их терригенные отложения верхней юры – нижнего мела представляют собой аккреционные призмы, в которых кремни имеют бат-келловейский и оксфорд-киммериджский возраст. Следовательно, спрединг в океаническом бассейне закончился в предволжское время. В волжском веке Южно-Аньюйский бассейн представлял собой остаточный бассейн, заполнявшийся мощными терригенными осадками.

2. Изучение Алучинских и Громадненско-Вургувеевских офиолитов [2] свидетельствует о существовании Прото-Арктического океана в палеозое – раннем мезозое. Южная (азиатская) граница была активной, а северная (американская) – пассивной. Время заложения океанического бассейна остается неизвестным. В палеозое Прото-Арктический океан через Таймыр был связан с Палеоуральским океаном.

3. Формирование в позднем триасе дайкового комплекса (226 млн. лет) в обстановке задугового спрединга [1] свидетельствует о существовании в это время зоны перехода континент – океан западно-тихоокеанского типа. В оксфорд-киммеридже помимо Алазейско-Олойской конвергентной границы существовала энсиматическая Кульполнейская островная дуга, которая продолжалась на северо-запад Святоносской дугой. Наличие двух зон субдукции указывает на активное поглощение океанической коры Прото-Арктического океана, что привело к быстрому его закрытию.

4. В поздней юре – раннем мелу (рис. 3) закрывался остаточный Южно-Аньюйский турбидитовый бассейн, происходила субдукция пассивной окраины Чукотского микроконтинента под Алазейско-Олойскую конвергентную границу.

5. Столкновение Чукотского микроконтинента и Евразии завершилось в конце раннего мела. Возраст постколлизионных гранитов 117 млн. лет [4]

6. Выделены три этапа коллизионных деформаций: покровы и складки северной вергентности; ретронадвиги и складки южной вергентности и поздние правосторонние сдвиги. Постколлизионные апт-альбские деформации были связаны с растяжением и сопровождались образованием гранитно-метаморфических куполов и левосторонних сдвигов.

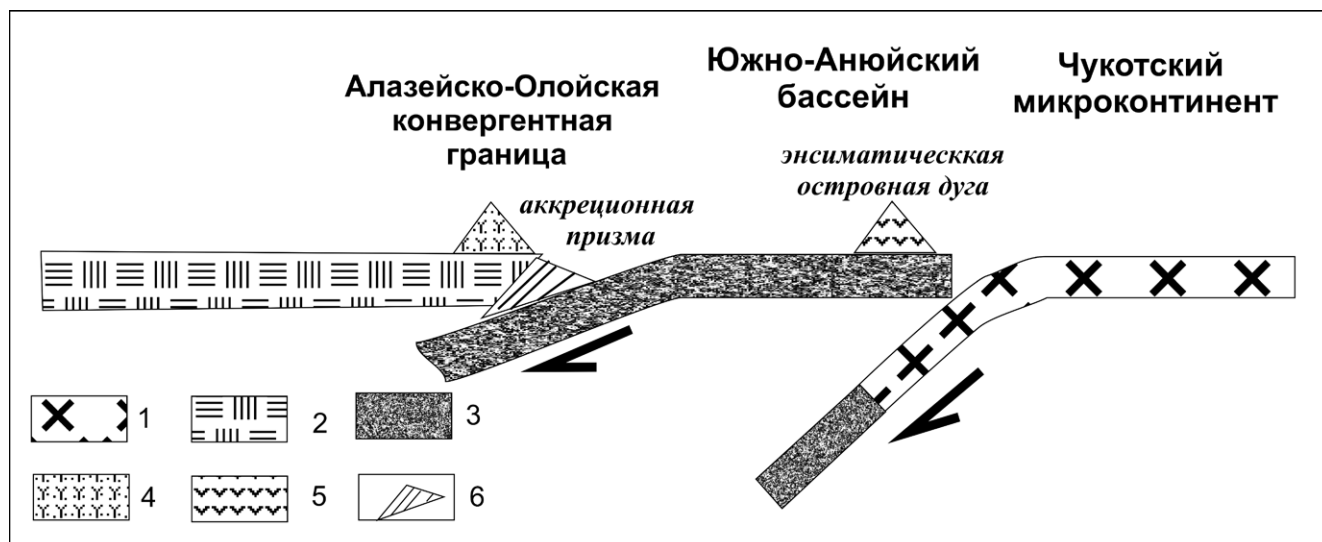


Рис. 3. Палеогеодинамический профиль Южно-Аньюйской сутуры для поздней юры – раннего мела.

1 – кора Чукотского микроконтинента; 2 – аккреционная кора Северо-Азиатского континента; 3 – океаническая литосфера; 4 – окраинно-континентальный вулканический пояс; 5 – энсиматическая дуга; 6 – аккреционная призма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Лейер П., Хоуриген Дж. Дайковые серии в офиолитах Южно-Ануйской сутуры (палеогеодинамические аспекты формирования). Докл. РАН, 2003. Т. 388. № 4. С. 321-325.
2. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Габброиды Громадненско-Вургувеевского перидотит – габбрового массива (Западная Чукотка) и их геодинамическая интерпретация // Докл. РАН, 2004. Т. 394. № 2. С. 225-228.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
4. Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Дж. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Ануйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии). Геотектоника, 2010. № 6. С. 61-80.
5. Косьюк М.К. Восточно-Арктический шельф России: геология и тектонические основы нефтегазогеологического районирования. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. С.-Пб: Санкт-Петербургский университет, 2007. 46 с.
6. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. № 1. С. 68-78.
7. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
8. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2000. 204 с.
9. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea? // Tectonophysics, 2008. V. 463. P. 86-108.
10. Sokolov S.D, Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // Stephan Mueller Spec., 2009. Publ. Ser., 4. P. 201-221.

АНАТОМИЯ ЗОН КОСОЙ КОЛЛИЗИИ

(НА ПРИМЕРЕ ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Федоровский В.С.¹, Скляров Е.В.²

¹Геологический институт РАН, г. Москва, Пыжевский пер., 7

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

1. Косой характер столкновений различных сегментов земной коры – типичный вариант кинематики зон коллизии, неизбежное следствие взаимодействия сближающихся террейнов, обладающих неровными границами. Подобная геометрия в значительной мере определяет и реализацию сдвигового тектогенеза, как одного из основных мотивов коллизионной геодинамики. В докладе, на примере раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы, локализованной на западном побережье Байкала и на острове Ольхон, рассматривается строение зон косой коллизии и тектонического скольжения, а также конфигурация структурного композита, возникшего в результате столкновений генетически разнородных и разновозрастных микротеррейнов и Сибирского кратона. Материал получен в результате многолетних исследований и специальной геологической съемки ключевых площадей с плотным применением данных дистанционного (аэрокосмического) зондирования Земли. Регион отличается высокой степенью обнаженности (скальное побережье Байкала – абсолютная обнаженность) и высоким классом дешифрируемости космических и аэрофотоснимков. Пакет дистанционных данных включает: четыре масштаба аэрофотосъемок (1:100 000, 1:25 000, 1:12 000, 1:5 000, последний – сверхкрупный – основной рабочий полевой материал); панхроматические и мультиспектральные космические снимки с семи спутников – LANDSAT-7 (США), SPOT-5 (Франция), SHUTTLE (США, радар), ALOS (Япония), IKONOS-2 (США), QUICK BIRD-2 (США), WORLD VIEW-2 (США). Три последних располагают сканерами сверхвысокого пространственного разрешения (1 - 0.61 - 0.5 м в пикселе соответственно), что позволяет составлять геологические карты недостижимой ранее точности (средняя ошибка в нанесении геологических границ не превышает 1 м). Результат – реальное и доступное проверке плановое изображение геологических структур и возможность уверенной расшифровки сверхсложных структурных композиций коллизионного коллажа.

2. Набор коллизионных структурных комбинаций весьма разнообразен и включает различные варианты отдельных и совместных проявлений синметаморфических деформаций покровного, купольного и сдвигового генезиса. Следы покровного и купольного тектогенеза, вместе с тем,

хотя они и обнаруживаются на крупных площадях, проявлены все же локально. Масштабы сдвигового тектогенеза иные – он носит тотальный характер, повсеместно наложен на более ранние складчатые системы, подавляет ранние деформации и определяет не только картируемый на поверхности региональный структурный рисунок, но и вскрытый в современном срезе глубинный образ самой коллизионной системы. На площади Ольхонского региона (2000 кв км) установлено 56 сдвиговых пластин, разделенных швами бластомилонитов. Протяженность их нередко достигает десятков километров, но ширина в плане невелика. Характерны клиновидные, расплюснутые окончания сдвиговых пластин. Хотя морфология пластин в целом линейная, многочисленны и отклонения от такой конфигурации. В таких местах нередко обнаруживаются сложнопостроенные сдвиговые дуплексы. Можно наблюдать, вместе с тем, что сами дуплексы иногда вновь вовлекаются в сдвиговые деформации и в таких случаях формируются крупные сдвиговые сигмоиды. Размах их крыльев достигает 5-15 км. Интересно то, что компонентами таких сигмоид являются и бластомилонитовые сдвиговые швы ранней генерации, разделявшие изначальные пластины. В процессе прогрессирующей сдвиговой деформации они тоже обретают сигмоидальный рисунок, картируемый в плане. В свою очередь, подобные пакеты деформированных пластин и разделявших их швов срезаны более молодыми, но тоже синметаморфическими сдвиговыми швами бластомилонитов. В целом все эти морфологически замысловатые структурные ансамбли отражают ситуации сдвигового скольжения (в основном по модели простого сдвига). В процессе деформации сдвиговые пластины дезинтегрируются на поперечные и продольные фрагменты, возникают системы трещин, которые маркируются роями синметаморфических гранитных жил. Интересно, что структурные рисунки жил обнаруживают то левосдвиговую, то правосдвиговую кинематику, свойственную пластинам, составляющим вроде бы единые пакеты. Предполагаем, что такие странные, на первый взгляд, ситуации отражают различную скорость скольжения тех или иных пластин в едином поле деформации. Аргументировать такое предположение пока не удастся из-за отсутствия надежных маркеров, которые могли бы дать возможность зафиксировать реальные амплитуды перемещений. Иными словами – сдвиг есть, это бесспорно, но насколько масштабно было перемещение каждой сдвиговой пластины – пока загадочно.

3. Яркими свидетельствами сдвиговой деформации являются структуры роллинга. Резкая реологическая неоднородность, изначально свойственная коллизионной системе региона, в глубинных условиях метаморфизма катастрофически возрастает; прежде всего она обеспечена присутствием в пластифицированном метаморфическом матриксе большого числа заблокированных жестких тел метагабброидов и метаципербазитов. Реализация сдвиговой деформации сопровождается вращением и мелких тел, и целых массивов с формированием вокруг них вихревых структур. Неудивительно, что такой роллинг приводил к растрескиванию жестких тел габброидов и гипербазитов. Рои из сотен крупных и протяженных жил гранитов фиксируют подобные ситуации. Наиболее эффектно они выражены в пределах самого крупного – Бирхинского массива габброидов.

4. Важным следствием сдвигового тектогенеза в процессе коллизии является дренирование мантии. Поступление мантийных базитовых выплавок в нижние горизонты коры вызывает плавление силикатных и карбонатных комплексов. Внедрение ремобилизованного нижнекорового материала в верхние горизонты вместе с порциями мантийных магм осуществлялось по локальным структурам растяжения и обусловило появление в коллизионной структуре большого количества «мантийно-коровых смесей». Последние представлены минглинг-структурами разнообразного состава: гранитно-базитовые, гранитно-карбонатные, сиенит-карбонатные, базит-карбонатные.

5. Ольхонская коллизионная система позволяет исследовать различные аспекты сдвиговой тектоники, а использование дистанционных материалов сверхвысокого разрешения – обнаруживать и надежно картировать структуры такого класса. Нет сомнений в том, что перечисленные выше примеры – лишь малая часть свидетельств скольжения компонентов коллизионных ансамблей, которое реализуется в глубинных условиях сдвиговой деформации.

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ГРАНИЦ СКОЛЬЖЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.

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

В настоящее время можно выделить три типа границ плит: спрединговый, субдукционный и трансформный (скольжения). Границы скольжения литосферных плит распространены в переходных зонах континент-океан и внутри континентов, где они обычно возникают после коллизии континентальных блоков. В последние годы становится все более очевидным то, что границы скольжения плит представляют собой не переходную, как считалось ранее, а самостоятельную геодинамическую обстановку, для которой характерны индивидуальные черты тектоники, магматизма и металлогении [1].

Тектоническими индикаторами скольжения плит на границе континент-океан являются турбидитовые комплексы континентального склона и его подножия и синсдвиговые зоны растяжения на континентальной окраине.

Наши исследования показали, что геодинамическая история тихоокеанских окраин в мезозое и кайнозое представляла собой чередование границ погружения или скольжения литосферных плит во времени и пространстве. Эволюция границ скольжения океан-континент приводила к синсдвиговому сжатию комплексов переходной зоны и формированию гигантских S-складок с вертикальными шарнирами, которые маркируются комплексами аккреционных призм и турбидитовых бассейнов [7]. В результате формировались орогенные пояса и новые блоки континентальной литосферы (рис. 1). Следует подчеркнуть, что коллизия островных дуг с континентальной окраиной всегда сопровождается развитием границы скольжения плит после блокирования старой зоны субдукции, вплоть до образования новой. Вместе с тем, обстановки скольжения плит ответственны и за деструкцию континентальной литосферы, при которой формируются новообразованные задуговые впадины типа япономорской.

В качестве примера, рассмотрим Камчатку, где обстановки, связанные с процессами скольжения литосферных плит и с формированием окон в погруженной океанической плите, реконструируются резкими изменениями типов магматических проявлений и их геохимических характеристик. В олигоцене и раннем миоцене в результате субдукции формируется протяженный вулканический пояс Срединного хребта и Южной Камчатки. Далее, в среднем и позднем миоцене, после аккреции внутриокеанических островных дуг с востока к активной окраине, возникает граница скольжения плит. В позднем миоцен-раннеплиоцено-вое время этот этап сопровождается магматиз-

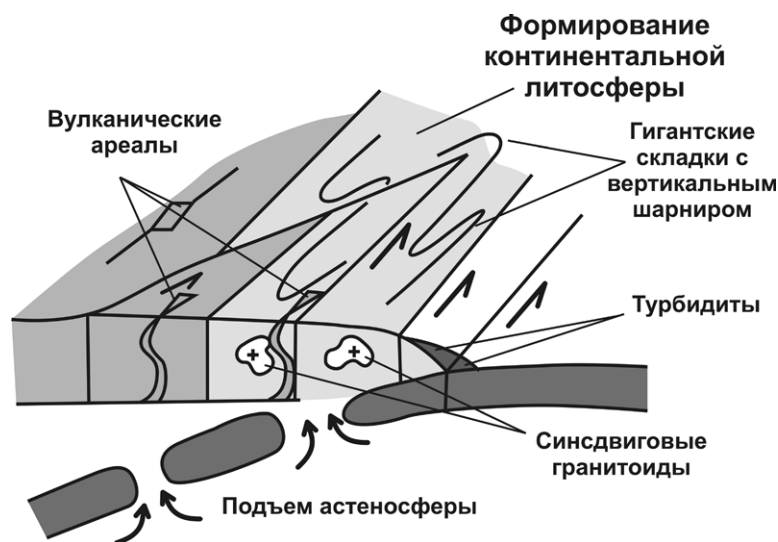


Рис. 1. Модель границы скольжения плит (трансформной континентальной окраины).

мом внутриплитного геохимического типа с проявлением базанит-щелочно-базальтовых магм, формирование которых связывается с подъемом астеносферного вещества в условиях образования слэб-виндоу (рис. 2).

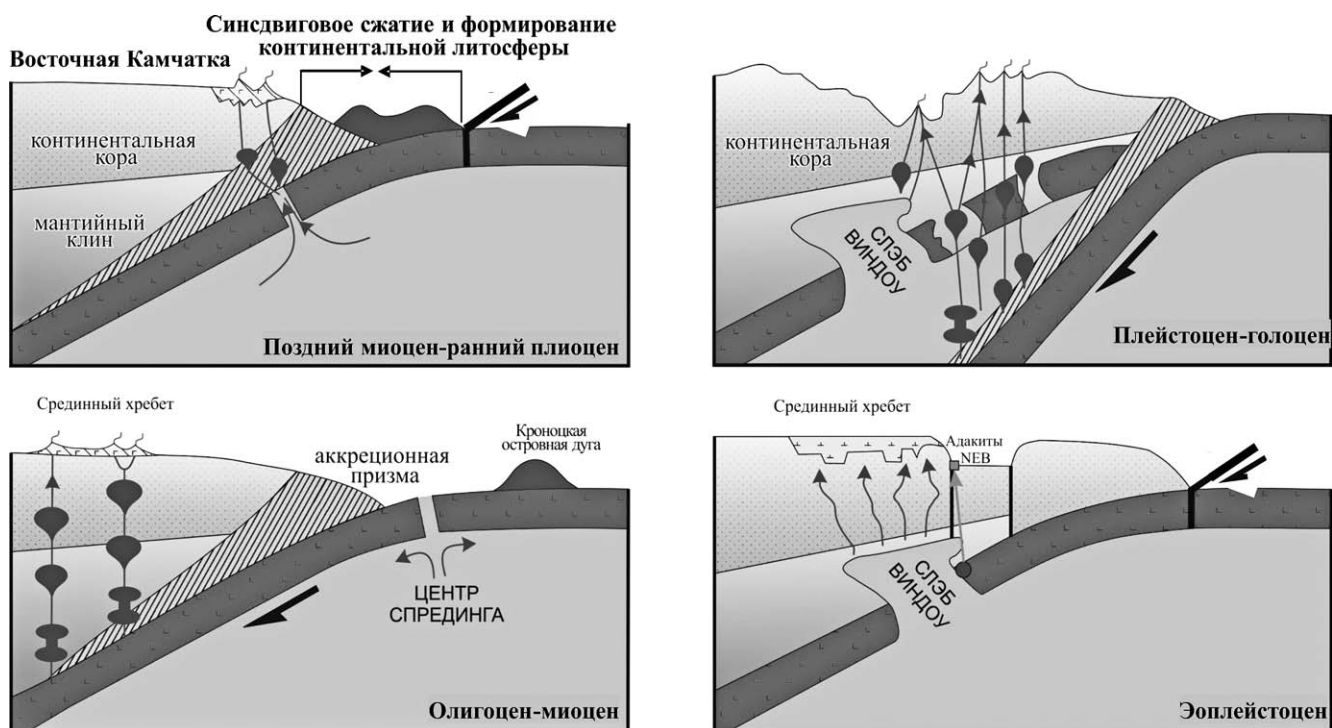


Рис. 2. Модель развития Камчатки.

Структурно-вещественные комплексы обстановок скольжения литосферных плит выделяются в эоцене и раннем мелу на востоке Азии, в юре - раннем мелу – в пределах Колымской петли, Монголо-Охотского и Забайкальского регионов, в девоне – в пределах Алтайского региона и т.д.

Магматизм активных окраин определяется характером взаимодействия литосферных плит. Отличительные черты надсубдукционного магматизма известны. Магматизм зон скольжения литосферных плит как обычный тип ранее не выделялся. Наиболее детально породы этого типа изучены в Калифорнии. Здесь развитие магматизма обусловлено погружением спредингового хребта и образованием слэб-виндоу. Калифорнийский магматизм отличается разнообразием породных комплексов, общей чертой которых является смешение внутриплитных, субдукционных и срединноокеанических геохимических признаков, что является результатом участия астеносферного диапира, надсубдукционного клина и слэба в процессе магмообразования. Такая вариабельность геохимических признаков вулканитов зон скольжения литосферных плит свидетельствует о том, что их состав, в отличие от магматитов иных геодинамических обстановок, определяется комплексом факторов, включая предшествующую историю развития территории, динамику разрушения субдуцирующей плиты, состав астеносферного диапира.

В результате детальных исследований, выполненных в последние десятилетия, в качестве эталонного объекта магматизма зон скольжения может служить Восточный Сихотэ-Алинь. Эта территория, начиная с альба или альб-сеномана, представляла собой арену интенсивного вулканизма, продукты которого выделялись в Восточно Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП). Формирование линейной структуры рассматривалось как результат субдукции под Евразию океанической плиты Кула (150–60 Ma), а после ее поглощения в глубоководном желобе – Тихоокеанской плиты [2]. Но этим представлениям противоречат как геологические, так и изотопно-геохимические данные [6].

Магматизм границ погружения (субдукции) океанической плиты	Магматизм границ скольжения плит
<i>Источники</i>	
надсубдукционный мантийный клин, субдуцирующая океаническая плита	палеосубдукционный клин, океаническая астеносфера, погруженная литосферная плита (слэб), роль которых в магмогенезисе варьирует в зависимости от особенностей геодинамического режима
<i>Вулканические структуры</i>	
протяженные линейные вулканические пояса субпараллельные глубоководному желобу	ареалы, различной протяженности на большой площади
<i>Вулканические извержения</i>	
центрального типа (стратовулканы) с преимущественно эксплозивного типа, гомодромная последовательность формирования: базальт-андезит-риолит	центрального (щитовые вулканы) или ареального типов, бимодальные (базальт-риолитовые), либо базальтовые ассоциации субщелочного или щелочного типов. Антидромная последовательность формирования
<i>Геохимические характеристики</i>	
поперечная геохимическая зональность. Базальты низкощелочного или субщелочного типов с высокими содержаниями Al_2O_3 (> 17 масс. %), низкими Ni ($< 20-30$ г/т) и TiO_2 (< 1 масс. %). Низкие отношения Ni/Co (< 1), Ti/V (< 0.04), Th/La (0.2-0.3), Nb/La (0.2-0.5), но высокие – Ba/La (20-30)	базальты субщелочного или щелочного типов, от OIB и MORB до высокоглиноземистых. Высокоглиноземистые лавы с более низкими содержаниями Al_2O_3 (16-17 масс. %), но высокими – Ni ($< 30-50$ г/т), TiO_2 (1-2 масс. %); высокими Ni/Co (> 1), Ti/V (< 0.04), Th/La (0.13-0.2), Nb/La (0.25-0.35), Ba/La (20-25) отношениями

1. Позднемеловой субдукционный и кайнозойский этапы вулканизма ВСАВП существенно различаются между собой. Первый характеризовался, в основном, андезитовыми и риолитовыми излияниями, второй – преимущественно базальтовыми.

2. Две стадии кайнозойской вулканической активности в пределах ВСАВП (эоцен-олигоценовая и позднемиоцен-плиоценовая) в полной мере соответствует этапам кайнозойского вулканизма в северо-восточном Китае и Монголии [8], а также возрастным эпохам раскрытия окраинных морей северо-западной Пацифики [9] (рис. 3). Это свидетельствует о том, что в кайнозое, по крайней мере, до среднего миоцена, определяющую роль в формировании окраины континента, в том числе и Восточного Сихотэ-Алиня, играли не субдукционные процессы, а тектоническая перестройка восточной Евразии в результате «жесткой» коллизии Индийской и Азиатской литосферных плит.

3. Поля распространения кайнозойских эффузивов в юго-восточном Приморье выходят далеко за пределы поясового ареала позднемеловых надсубдукционных эффузивов. Эоцен-олигоценовые вулканы встречаются как в пределах береговой зоны, так и формируют цепочку сравнительно небольших вулканических полей субмеридионального простирания, расположенных на 200-300 км к западу. Наряду с базальтами, здесь встречаются адакиты [5] или адакитоподобные андезиты [4], происхождение которых в настоящее время принято связывать с плавлением субдукционной плиты.

4. На классификационных диаграммах фигуративные точки эоцен-среднемиоценовых базальтов отчетливо смещены в область внутриплитных лав. Смена магматических источников пород этого возрастного интервала отчетливо прослеживается геохимическими и изотопными характеристиками. В интервале 60-38 млн. лет наблюдается нивелирование субдукционных признаков, возрастание степени геохимической и изотопной деплетированности. В возрастном диапазоне 38-18 млн. лет эти процессы резко усиливаются. Наиболее информативными являются значительные вариации величины $\Delta 8/4Pb$. Восточная окраина Евразии является границей двух основных мантийных изотопных доменов Земли – Индийского и Тихого MORB-типов. Высокие

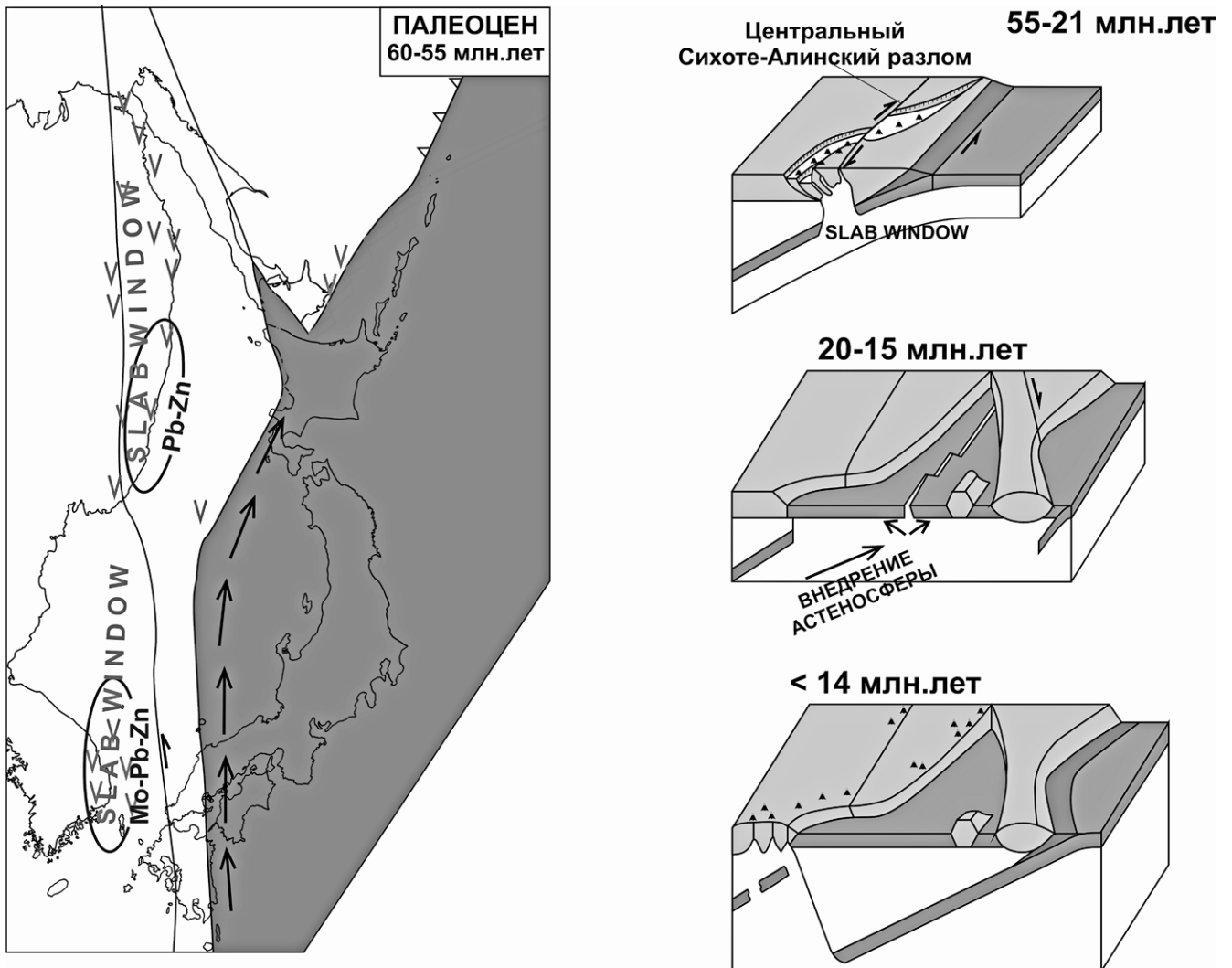


Рис. 3. Схематическая иллюстрация развития Восточного Сихотэ-Алия в кайнозое.

значения $\Delta 8/4\text{Pb}$ в относительно древних (50 и более млн. лет) базальтах свидетельствует о преобладающем вкладе субконтинентальной литосферной мантии в магмогенезис (MORB Индийского океана). Резкое уменьшение этой величины в интервале 50-20 млн. лет указывает на вовлечение в магмогенезис океанической астеносферы (MORB Тихого океана). На заключительном этапе (менее 15 млн. лет) источником магматических расплавов вновь являлась субконтинентальная литосфера с изотопными признаками MORB Индийского океана, метасоматически измененная позднемеловыми субдукционными процессами [3].

Интрузивный магматизм границ скольжения литосферных плит отличается пестрым составом. Характерно присутствие субщелочных пород. Гранитоидный магматизм развивается антидромно от гранитов к гранодиоритам с повышением значения «мантийных» геохимических и изотопных признаков. На орогенном этапе внедрялись крупные массивы гранитоидов ильменитовой серии. Коллизионное скольжение островных дуг вдоль континентальной окраины обусловило формирование зональных дунит-клинопироксенит-монцонитовых интрузий аляскинского типа с месторождениями платины. Субдукция спрединговых хребтов вызвала внедрение эоценовых кортландит-норитовых интрузий с медно-никелевыми месторождениями в Срединном хребте Камчатки и на о. Хоккайдо и раннемеловых щелочных ультрамафит-мафитовых интрузий в Центральном Сихоте-Алине.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталин Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 327 с.
3. **Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В.** Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // *Петрология*, 2002. Т. 10. № 2. С. 189-209.
4. **Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.** Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере алчанского бассейна, северо-западное Приморье) // *Геохимия*, 2006. № 10. С. 1-15.
5. **Чашин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г.** Находка эоценовых адакитов в Приморье // *Доклады РАН* (в печати).
6. **Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.** Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // *Тектоника Азии*. М.: ГЕОС, 1997. С. 240-243.
7. **Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И.** Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихоте-Алиня) Доклады Академии наук, 2004. Т. 394. № 6. С. 791-795.
8. **Deng J., Zhao H., Luo Z., Guo Z., Mo X.** Mantle plumes and lithospher motion in east Asia // (M.F.J. Flower, S-L. Chung, C-H. Lo, T-Y. Lee eds) *Mantle dynamics and plate interactions in east Asia*. P. 59-67.
9. **Flower M.F.J.** Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenospherin east Asia and the western Pacific // (M.F.J. Flower, S-L. Chung, C-H. Lo, T-Y. Lee eds) *Mantle dynamics and plate interactions in east Asia*. P. 67-89.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ОКРАИННОМОРСКИХ БАССЕЙНОВ (НА ПРИМЕРЕ ОХОТОМОРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МИКРОПЛИТЫ)

Чехов А.Д.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
г. Магадан, ул. Портовая, 16*

Проблема происхождения окраинных морей издавна решается неоднозначно.

С появлением сейсмотомографических способов просвечивания Земли стало совершенно очевидно, что в окраинноморских бассейнах не только земная кора, но и вся литосфера в целом имеет весьма своеобразное строение, принципиально отличное и от океанических, и от континентальных площадей. Практически все они характеризуются глубинными, вплоть до литосферных, границами, совпадающими либо с древними, либо с современными зонами субдукции, надежно очерчивающий вполне самостоятельные литосферные микроплиты.

На примере всесторонне изученной современной системы задуговых бассейнов в регионе юго-восточной Азии это удалось лучше всего показать в работе [4]. Детальной сейсмотомографией здесь установлено своеобразное микроплитное общее строение и специфическое глубинное устройство – со стагнантными слэбами в основании плит, водообогащенной мантией, из которой зарождаются малоглубинные диапиры; разнонаправленными полого- и крутонаклоненными субдукционными зонами, погружающимися под смежные с ними островные вулканические дуги.

Такие же характерные элементы – повсеместно глубинные ограничения по древним и современным зонам субдукции, астеносферные диапиры, развивающиеся под глубоководными впадинами (иногда спрединговыми), выполаживающиеся на глубине зоны субдукции, – выявляются по данным сейсмотомографии и в прилежащих к Северо-Востоку окраинных морях – Охотском и Беринговом (рис. 1).

Составленная автором схема строения и геодинамики Охотской плиты (рис. 2) является результатом анализа материалов, как отечественных геологов (Г.С. Гнибиденко, В.В. Харахинов, Г.И. Говоров, О.П. Дундо, Е.В. Вержбицкий и мн. др.), так и иностранных специалистов, в первую очередь, японских (Kimura J., Takeuchi T., Otofujii Y., Tamaki K., Maeda J. и др.). Весьма полная сводка

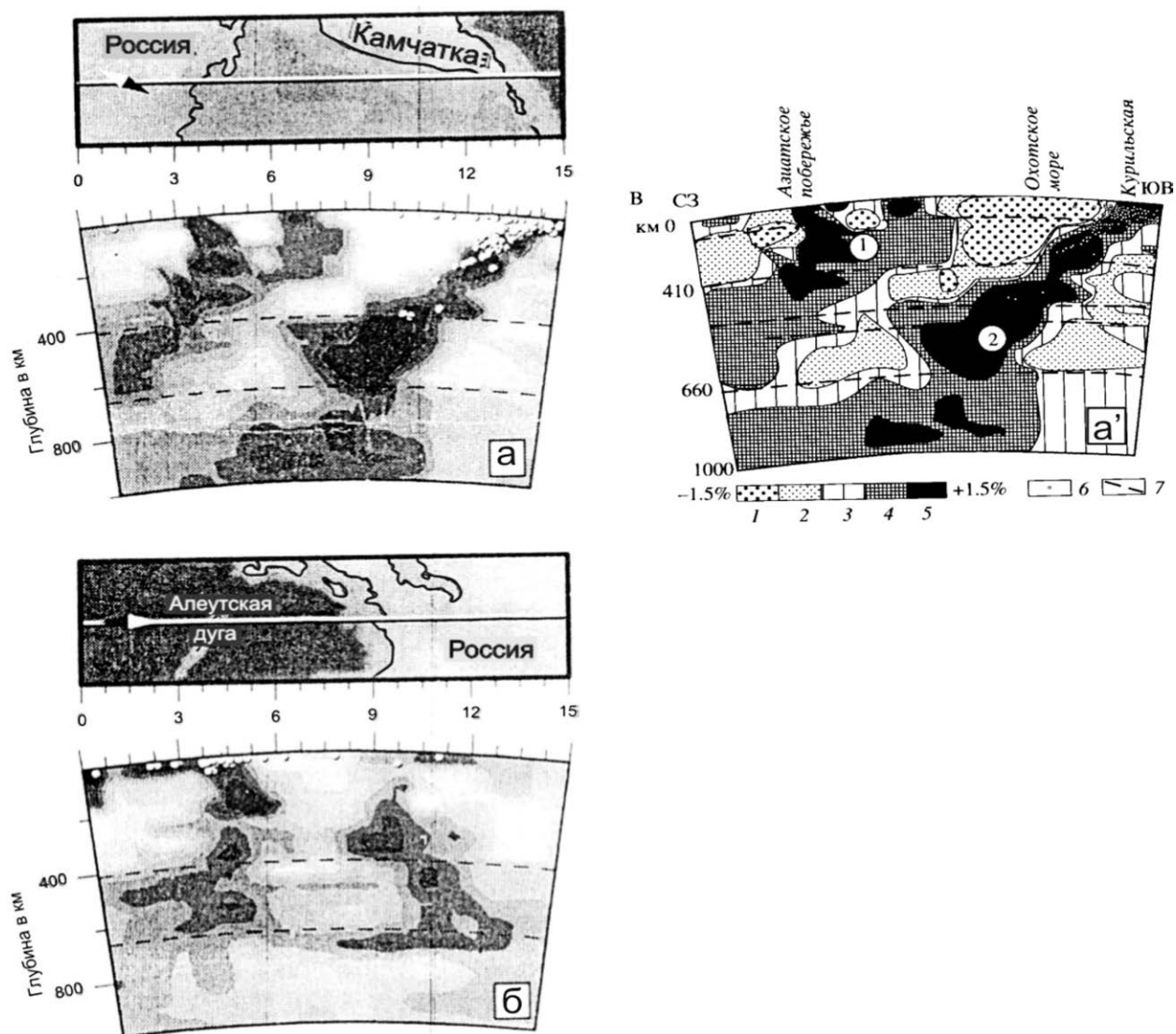


Рис. 1. Глубинные сейсмотомографические разрезы через северо-восточную часть Охотоморского бассейна (а) и (б) вкост Алеутской дуги и Командорской впадины Берингова моря [3]; а' – глубинная структура палеозоя (1) и современной зоны субдукции Курильской островной дуги (2) в адаптации Е.Н. Меланхолиной.

по рассматриваемому Охотоморскому региону выполнена австралийцем У. Шеллартом с соавторами [5]. Причем им не только тщательно проанализированы основные взгляды иностранных ученых на природу Охотской плиты, но также использованы в построениях и некоторые материалы отечественных геологов, опубликованных в англоязычных изданиях. Именно языковым барьером, по нашему мнению, и обусловлено существование целого ряда просчетов и недостатков в составленной им сводной схеме. Укажем некоторые наиболее существенные из них.

Во-первых, Охотоморская плита не заходит острым углом далеко к северу вглубь материка, как это принято изображать в иностранных публикациях, и показано на схеме У. Шелларта. Северная граница плиты проходит примерно вдоль северного побережья Охотского моря и в современной структуре выражена протяженной цепочкой глубоких кайнозойских грабенов – рифтов или прогибов (с мощностью осадков достигающих 7-8 км), а местами системой левосторонних сдвигов [7]. На глубине ей отвечают по сейсмотомографическим наблюдениям (см. рис. 1) отчетливые высокоскоростные мантийные аномалии, погружающиеся на север-северо-запад до глубин 400-600 км и затем выполаживающиеся, таким образом, подтверждая давно известное пред-

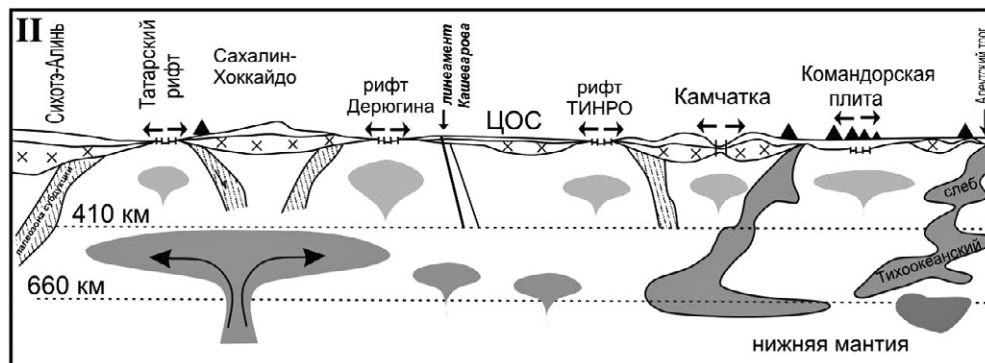
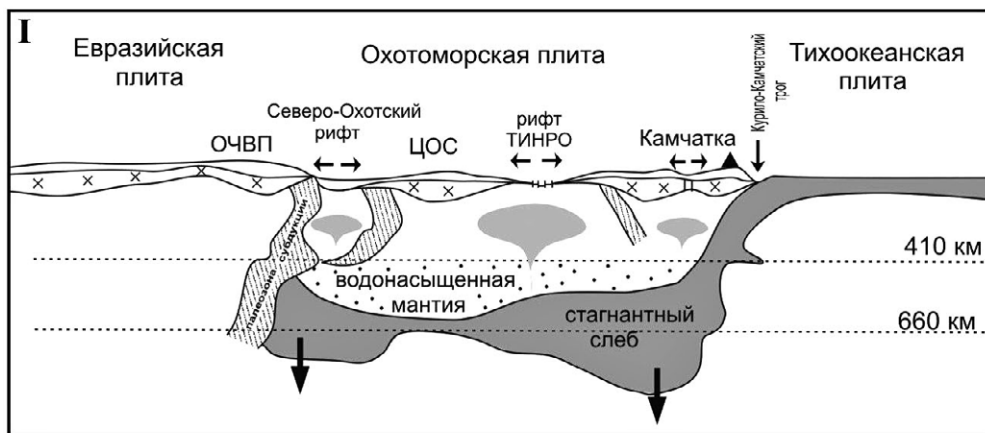
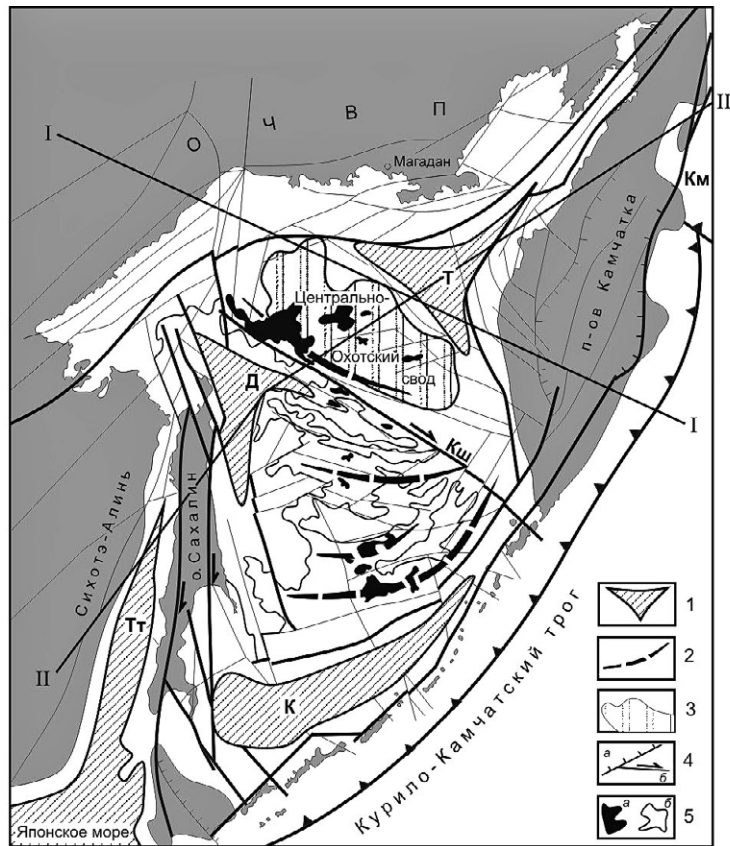


Рис. 2. Схема строения и геодинамики Охотоморской плиты и гипотетические литосферные разрезы. 1 – впадины (Т – ТИНРО, Д – Дерюгина, К – Курильская); 2 – реликты палеоостровных дуг; 3 – Центрально-Охотский свод (ЦОС); 4 – разломы (а – надвиги, б – сдвиги), Кш – Кашеяровская линеаментная зона; 5 – коренные выходы дна моря.

положение о существовании здесь древней палеосейсмофокальной зоны (Монголо-Чукотской).

Во-вторых, внутренняя структура Охотоморского региона определяется не только одной Курильской (или Южно-Охотской) глубоководной котловиной, как чаще всего и считается, в том числе и У. Шеллартом. Помимо нее, здесь существуют сходные между собой две другие относительно глубоководные впадины – Дерюгина и ТИНРО. Обе характеризуются отчетливой треугольной конфигурацией в плане (тройное сочленение рифтов), заполнены осадками мощностью до 10-12 км, и отличаются заметно сокращенной мощностью консолидированной коры (особенно «гранитного» слоя до 2-7 км), повышенным тепловым потоком и разуплотненным по данным сейсмотомографии мантийным субстратом. Несколько более сложно устроена впадина Дерюгина. Она состоит из двух частей – западной, заполненной осадками мощностью 10-12 км, и восточной – некомпенсированной, глубоководной (до 2 км) со всеми признаками существования в ней океанического субстрата – гидротермальным просачиванием металлоносных осадков, наличием баритовых скал, высоким тепловым потоком и др. Учитывая развитие на смежной с ней территории Сахалина островодужного вулканизма (в период от 28 до 17 млн. лет назад), можно полагать, что субстрат впадины в это время был типично океаническим, субдуцирующим к западу, но позднее (15-16 млн. лет назад) она было отчленена от океана Курильской островной дугой (в ходе раскола и отката последней к юго-востоку в современное положение).

В последнее время появились дополнительные свидетельства родства этих впадин не только между собой, но также и с Курильской «океанической» котловиной. На дне последней на глубине более 4000 м из образцов андезито-базальтов, взятых с симаунтного вулкана «Геофизик», получены островодужные петрохимические характеристики, указывающие на наличие здесь утоненного континентального субстрата, а не океанического, как всегда предполагалось [6]. Кроме того, выявляющееся по данным сейсмической томографии под впадиной ТИНРО значительное разуплотнение мантии (см. рис. 1), возможно свидетельствует о существовании здесь малоглубинного астеносферного диапира, которым и обусловлено протекание процессов рифтинга как в этой, так и двух других впадинах. Именно так и проинтерпретирована их глубинная структура на составленных автором по данным сейсмотомографии гипотетических литосферных разрезах помещенных в нижней части рис. 2.

Поднятия в пределах дна Охотского моря на авторской схеме ее внутреннего строения и геодинамики подразделены на две группы – предполагаемых реликтов палеоостровных дуг и загадочный Централно-Охотский свод. Последний, расположенный между впадинами Дерюгина и ТИНРО, ограничен с юга крупнейшим Кашеваровским линеamentом и предположительно рассматривается нами как фрагмент «шантарид», что косвенно подтверждается отдельными позднепалеозойско-раннемезозойскими датировками интрузивных пород, а также развитием здесь крайне своеобразных метаморфитов с «уникальными футлярообразными гранатами» подобными таковым из Срединнокамчатского метаморфического блока [1].

Цепочки узких вытянутых в широтном направлении остаточных островодужных поднятий в южной части моря, возможно, представляет собой след эпизодически отступающей в сторону океана Пракурульской островной дуги, неоднократно расщепляющейся, как это доказывается для самого последнего эпизода, связанного с образованием Курильской впадины [2].

Наконец, рис. 3 иллюстрирует сценарий зарождения и эволюции всех трех дальневосточных окраинных морей в соответствии с моделью отката желобов (или шарниров субдуцируемых океанических плит) в сторону океана (rollback), считавшейся в настоящее время универсальной. Под названием «модель раскрывающейся салунной двери (одно- и двухстворчатой)» она подтверждена палеомагнитными данными на конкретном примере раскрытия Японского моря, а также всесторонним рассмотрением с числовым и аналоговым моделированием серии клиновидных задуговых бассейнов (Лау, Сев. Фиджи), включая и Курильскую впадину Охотского моря [5].

Предложенная схема полностью выполнена на основе построений У. Шелларта, но с учетом

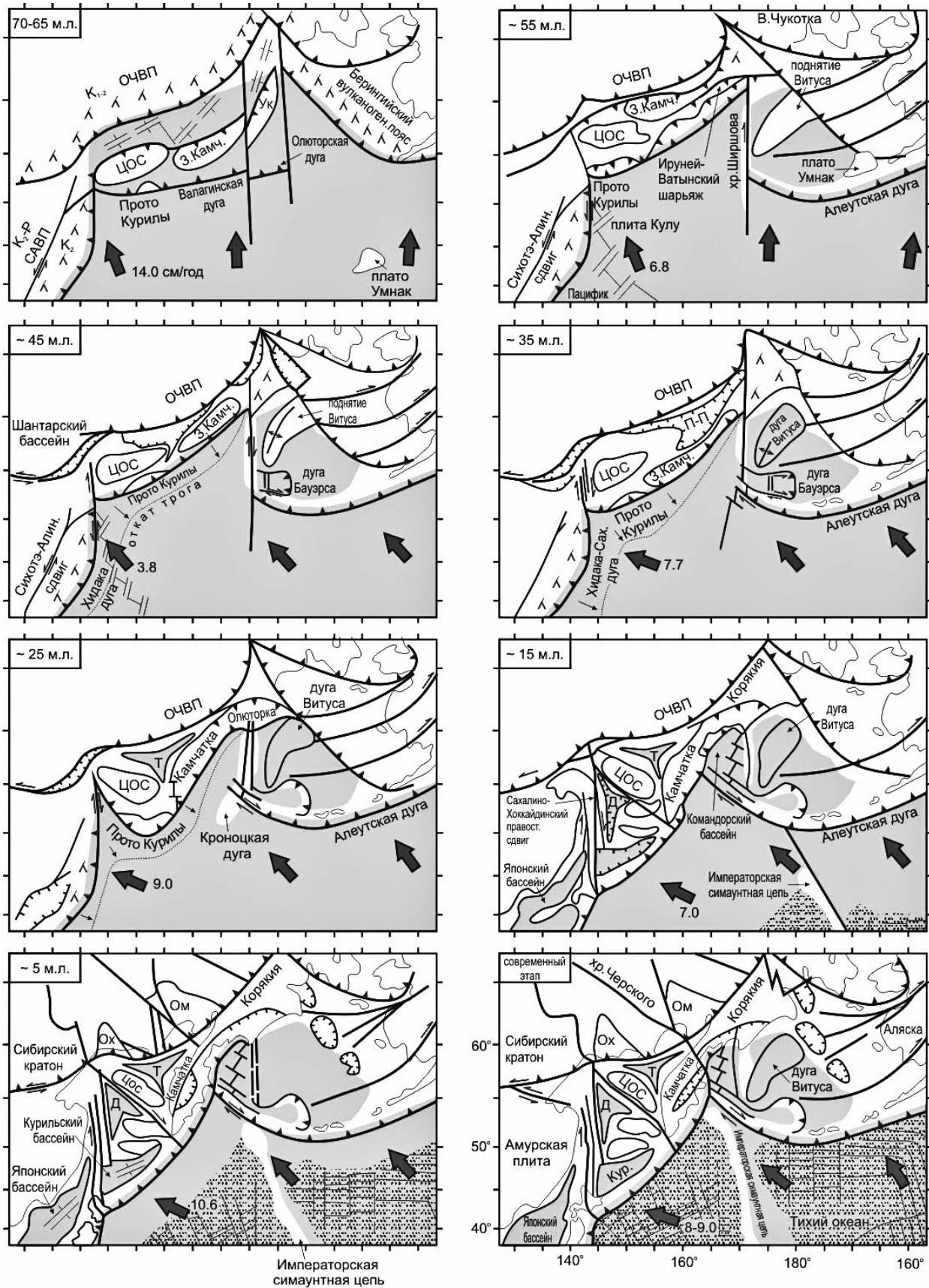


Рис. 3. Принципиальная схема эволюции континентальных окраин северо-запада Тихого океана в позднем мелу – кайнозое. Синтез концептуального сценария эволюции Алеутско-Берингоморского региона с моделью отступающего трога (по [5] с изменениями и дополнениями автора).

всех выше упомянутых авторских дополнений и изменений. Из нее следует, что сценарий раскрытия Охотоморской литосферной микроплиты принципиально мало отличался от такового, разработанного для двух смежных с ним окраинноморских бассейнов – Берингова и Японского. Во всех трех случаях начальным моментом раскрытия, как нами уже указывалось, явилось, вероятно, столкновение с новообразованными окраинноконтинентальными орогенами таких внутриокеанических структур как срединноокеанические хребты, внутриокеанические симаунтные цепи (Императорская) или энсиматические островные дуги. Дальнейшее развитие процесса образования окраинных морей происходило комбинированно, как в ходе отката (или перескока) глубоководных желобов в сторону океана, так и образования над мелкомантийными диапирами глубоководных впадин со становлением в них ювенильной земной коры. Совместно с одновременно формирующимися надсубдукционными сооружениями они и представляют собой тот особый тип литосферы, названный нами окраинноморским, принципиально отличный от двух других (океанского и континентального), но в тоже время составляющий вместе с ними геодинамическое единство (триаду) в развитии Земли.

Выводы:

1. Окраинные моря, будучи ограниченными со всех сторон и снизу структурами глубинного заложения, представляют собой формирующиеся на наших глазах литосферные микроплиты, в пределах которых в ходе одновременного развития малоглубинных верхнемантийных диапиров, сопряженного с формированием надсубдукционных островных вулканических дуг, создается своеобразная мозаичного типа кора и литосфера, названная нами окраинноморской. Последняя представляет собой характерное сочетание площадей ювенильной, вновь образованной коры с фрагментами континентальной коры более древнего возраста. Среди окраинных морей намечается существование двух главных разновидностей: широкошельфовых окраинноконтинентальных (Охотское, Берингово) и переокеанических (типа Филиппинского).

2. Активные окраины представляют собой мозаику литосферных микроплит со своеобразным субстратом, резко отличным и от океанического и от континентального, а в совокупности с ними составляющим единую геодинамическую триаду в развитии Земли (океанический – окраинноморский – континентальные тектонические режимы).

3. Изложенные материалы, на наш взгляд, являются хорошей иллюстрацией, что при решении любого научного вопроса или проблемы следует подходить не прямолинейно и однобоко, а всесторонне, не исключая, казалось бы, противоречащие и даже взаимоисключающие друг друга явления, как в нашем случае, деструктивные и конструктивные; на самом деле, как выясняется, являющиеся взаимодополняющими и взаимодействующими в процессе созидания литосферы особого окраинноморского типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Говоров Г.И.** Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002.
2. **Baranov B.V. et al.** Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // *Tectonophysics*, 2002. V. 350. P. 63-97.
3. **Bijwaard H., Spakman W.** Closing the gap between regional and global travel time tomography // *Journ. of Geoph. Research*, 1998. V. 103. N. B 12. P. 30055-30078.
4. **Maruyama S. et al.** Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research*, 2007. V. 11. P. 7-37.
5. **Schellart W.P. et al.** Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // *Tectonics*, 2003. V. 22. N. 5. P. 2-1-2-17.
6. **Tararin I.A. et al.** Petrology and Geochemistry of the Volcanic Rocks Dredged from the Geophysicist Seamount in the Kurile Basin: Evidence for the Existence of Thinned Continental Crust // *Gondwana Research*, 2003. V. 6. N. 4. P. 757-765.
7. **Worrall D.M. et al.** Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*, 1996. V. 15. N. 4. P. 813-826.

ОПРАВДАНА ЛИ ГИПОТЕЗА СУБДУКЦИИ «НАКАТЫВАНИЯ» ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВНУТРИОКЕАНСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ?

Чехович В.Д.

Геологический институт РАН

119117, г. Москва, Пыжевский пер., 7, vadim@ilran.ru

Геологические исследования в 80-90-х годах прошлого столетия привели ученых к выводу о том, что многие образования в пределах современных активных или активных в геологическом прошлом континентальных окраин сложены чужеродными комплексами, которые по своей геодинамической природе часто отвечали внутриокеанским островным дугам или океанским вулканическим поднятиям. Палеомагнитные исследования на северо-западной окраине Северо-Американского континента установили, что эти комплексы формировались значительно южнее места их современного положения [6]. Все проведенные реконструкции свидетельствовали, что мезозойские островодужные системы располагались вблизи континентальной окраины и, после завершения своего активного развития, транспортировались вдоль этой окраины до районов их аккреции. Рассчитанные движения океанских плит Тихоокеанской не затрудняли подобную реконструкцию. В пределах аккретированных островодужных террейнов часто различались фронтальная и тыловая части палеодуг, фрагменты тыловых и преддуговых бассейнов.

Иная ситуация сложилась после геологических исследований северо-востока России. Они показали, что структуру Камчатско-Южнокорякской окраины определяют два последовательно аккретированных островодужных террейна – позднемеловой-раннепалеоценовый Олюторско-Востокамчатский (Ачайваям-Валагинский) и позднемеловой-эоценовый Кроноцкий (Говенско-Кроноцкий) [3, 4, 5]. Результаты палеомагнитного изучения верхнемеловых (кампанских) образований для того и другого террейна дали весьма близкие (в пределах ошибки метода) значения палеоширот. Разновременная аккреция упомянутых террейнов вынудила исследователей посчитать, что в позднем мелу должны были существовать две, разнесенные по долготе дуги – Олюторско-Востокамчатская и Кроноцкая, которые отстояли от окраин Евразии и Северной Америки более чем на 2000 км [2, 4, 5] (рис. 1). Решение проблемы перемещения островной дуги до района аккреции было предложено российскими учеными [2]. Оно состояло в предположении о перемещении зоны субдукции в процессе формирования островной дуги, вследствие «накатывания» висячего края расширяющейся океанской плиты на океанскую «оторочку» континентальной плиты. Чисто кинематические аспекты такого процесса наиболее полно рассмотрены в работе [4]. Однако модель субдукции «накатывания» сталкивается с рядом противоречий и трудностей.

А). Противоречия в фактическом материале. На юге Корякского нагорья, в пределах Олюторского террейна однозначно установлен следующий латеральный ряд: континентальный склон и его подножье – укэляятский флишевый комплекс (кампан–низы нижнего эоцена); Гытгынский тыловодужный бассейн (альб-сенонский океанский фундамент с надсубдукционными геохимическими характеристиками базальтов, и коньяк-маастрихтский осадочный чехол – кремни с туфогенным материалом, туфосилициты и туффиты, мощностью более 1500 м); Олюторский коньяк-датский вулканогенный островодужный комплекс [3]. По геохимическим характеристикам вулкаников были определены фронтальная и тыловая части палеодуги [1]. Этот латеральный ряд соответствует обычному для активных континентальных окраин, а не «перевернутому», который должен был бы образоваться по модели субдукции «накатывания».

Б). Противоречие с актуалистическими принципами теории тектоники литосферных плит. Расширяющаяся Тихоокеанская, как это очевидно для всего кайнозойского времени, только поглощается под окружающими ее активными окраинами континентов. Приводимый обычно пример движущейся дуги Лусон относится не к Тихоокеанской, а к области окраинного бассейна, внутри которого кратковременные изменения возможны.

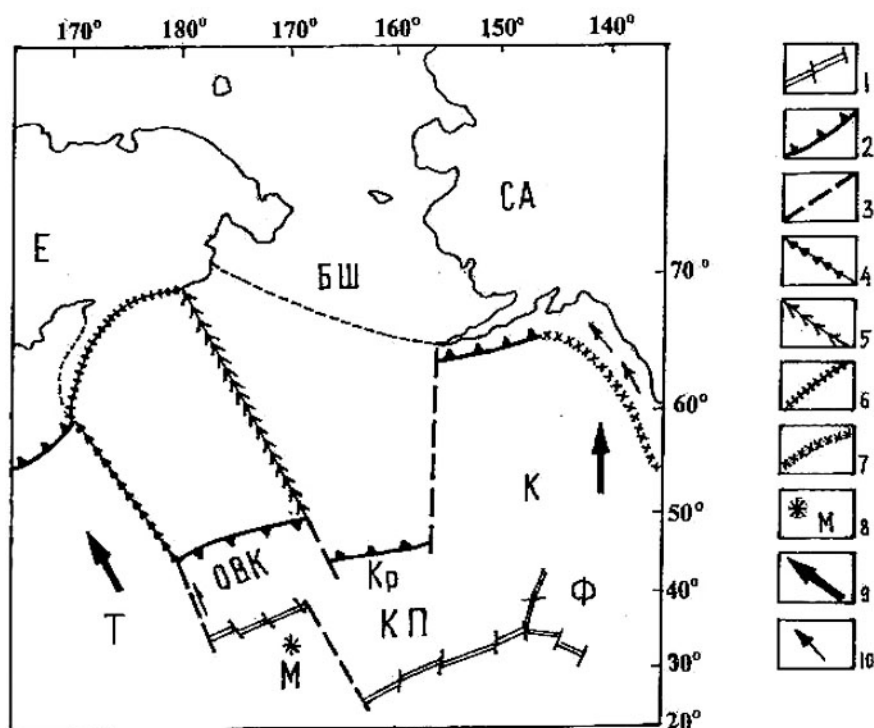


Рис. 1. Палеотектоническая схема субдукции «накатывания» при формировании Олюторско-Восточнокамчатской внутриокеанской островной дуги на 75 млн. лет по [4, с добавлениями]:

1 – центры спрединга; 2 – зоны субдукции и коррелирующие с ними островные дуги; 3 – трансформные разломы; 4 – предполагаемый трансформный разлом, вдоль которого происходило погружение океанской коры при перемещении западного края Олюторско-Восточнокамчатской дуги; 5 – направление «вспарывания» океанской коры при перемещении Олюторско-Восточнокамчатской внутриокеанской островной дуги до ее аккреции; 6 – северо-западная граница аккреции Олюторско-Восточнокамчатского террейна; 7 – направление перемещения мезозойских островодужных террейнов вдоль континентальной окраины Северной Америки; 8 – положение северной вулканической постройки (Мейджи) Гавайско-Императорского хребта; 9 – направление движения океанских плит; 10 – направление перемещения мезозойских островодужных террейнов вдоль Северо-Американской активной окраины. Е – Евразия; СА – Северная Америка; БШ – Беринговский шельф; К – плита Кула; Т – Тихоокеанская плита; Ф – плита Фараллон; ОВК – Олюторско-Восточнокамчатская дуга; Кр – Кроноцкая дуга; М – вулканические поднятия Мейджи Гавайско-Императорского хребта.

В). Сложности и вынужденные натяжки при рассмотрении поверхностной и глубинной геодинамики субдукции «накатывания». Авторам ничего не остается, как выдвигать в центральную часть Палеоокеана по предполагаемым протяженным (более 2000 км) трансформным разломам Олюторско-Восточнокамчатскую и Кроноцкую дуги [2, 4], что с точки зрения геодинамики не находит объяснения. При перемещении к северо-западу Олюторско-Восточнокамчатской дуги ее восточное ограничение должно «вспарывать» не нарушенную океаническую литосферу и возможность такого процесса далеко не ясна. Если обратиться к примеру вспарывания Тихоокеанской плиты при переходе от косой субдукции под Алеутскую дугу к чистому сдвигу, то этот процесс приводит к раскрытию Командорского бассейна. Не разработанной остается и глубинная геодинамика. Непрерывно прогибающийся и опускающийся слэб может либо отрываться через определенные промежутки времени, либо, прогибаясь, постоянно смещаться. Во втором случае должен возникать эффект постоянного давления на астеносферу и верхнюю мантию ниже прогибающегося слэба, последствия чего также не ясны. Поскольку геологические факты (А) прямо противоположны ожидаемым при субдукции «накатывания», можно считать, что рассматриваемая гипотеза оправдана, в основном, для интерпретации палеомагнитных данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеоценовых магматических комплексов северной части Камчатки // *Геохимия*, 2009. № 4. С. 348-377.
2. Печерский Д.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // *Физика Земли*, 1996. № 2. С. 31-55.
3. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // *Геотектоника*, 2009. № 4. С. 37-62.
4. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // *Геология и геофизика*, 2009. Т. 50. № 8. С. 863-880.
5. Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.I. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia // *Tectonics*, 2000. V. 19. N. 5. P. 834-853.
6. Stone D., McWilliams. Paleomagnetic evidence for relative terrane motion in Western North America, From the evolution of the Bering Sea region // Z.Ben-Avraham ed. Oxford Un., 1989. P. 53-72.

ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИЙ ТИП КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Ярмолюк В.В.¹, Кузьмин М.И.²

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
г. Москва, Россия. yarm@igem.ru*

²*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
г. Иркутск, Россия. mikuzmin@igc.irk.ru*

Среди конвергентных границ литосферных плит выделяются островодужные, активные континентальные окраины, которые связаны с поддвигами океанической плиты под континентальную, а также коллизионные, возникающие при столкновении двух континентов или континентальных блоков. Очевидно, необходимо выделить еще один тип конвергентных границ литосферных плит – Западно-Тихоокеанский.

Специфику строения этого типа границ определяет сочетание островных дуг (Курильской – Японской – Идзу-Бонинской – Марианской – Филиппинской) и развитых в их тыловом обрамлении рифтовых структур, представленных задуговыми морями (Охотским – Японским – Филиппинским), осложняющими их грабенами (грабены Японского моря, рифт Сумизу, трюги Окинава, Палаван и др.), а также системами нормальных разломов, наложенными на континентальную окраину Восточной Азии и трассируемыми проявлениями новейшего вулканизма [3]. В результате размер зоны конвергенции этого типа местами, например в сечении Марианская дуга – новейшие грабены юго-восточного Китая, превышает несколько тысяч километров в поперечнике.

Другая специфика границ этого типа определяется составами развитых в их пределах пород. Собственно островные дуги сложены комплексами пород, среди которых преобладают андезиты и дациты и другие породы известково-щелочной серии с типичными островодужными характеристиками. Это, как правило, породы низкотитанистые с ярко выраженной Ta-Nb отрицательной аномалией. В строении задуговых бассейнов преобладают толеиты, а также субщелочные и щелочные базальты, слагающие как рифтовые зоны, так и отдельные подводные горы. В рифтовых структурах (например, в зоне Таньлу), более удаленных от глубоководных желобов, широко развиты субщелочные и щелочные базальты, с которыми местами ассоциируют трахиты, пантеллериты и комендиты. В геохимическом плане эти породы характеризуются повышенными содержаниями Ti и повышенными содержаниями Ta и Nb.

Систематические сейсмотомографические исследования зоны конвергенции между Азиатским континентом и Тихоокеанской плитой установили сочетание в мантии региона низкоскоростной «горячей» и высокоскоростной «холодной» мантии [6]. Холодная мантия отвечает

субдуцированной океанической литосфере, которая непрерывно прослеживается вплоть до переходной зоны в основании верхней мантии, образуя вдоль последней протяженные «стагнированные» участки, а в более нижних горизонтах мантии прослеживается в форме гирлянды линз, опускающихся вплоть до подошвы мантии. Горячая мантия прослеживается во всем диапазоне глубин в виде крупных линз, в том числе пересекаемых субдуцированными слэбами. Скопление горячей мантии в этой части западной окраины Тихого океана позволяет связать ее с рядом мантийных плюмов, связанных с Тихоокеанской большой низкоскоростной провинцией (Large Low Shear Velocity Province. LLSVP), обычно выделяемой как Тихоокеанский суперплюм [5].

Очевидно, сочетание зон субдукции с областью развития мантийных плюмов на конвергентных границах Западно-Тихоокеанского типа определяет специфичность геодинамической обстановки данного типа. Предлагается следующий механизм возникновения границ Западно-Тихоокеанского типа. Появление разуплотненной (горячей) мантии в основании холодной океанической литосферы играло роль спускового механизма для погружения последней в мантию. Возникший изгиб литосферы сопровождался ее изломом и опусканием зависшего края холодной океанической плиты в горячую мантию мантийного плюма, и таким образом вело к заложению зоны субдукции. Погружение литосферы в мантию сопровождалось явлениями компенсации и подъема горячего вещества из глубинных горизонтов мантии к поверхности с образованием верхнемантийных плюмов. Так как характерной особенностью субдукционного процесса на этих границах является образование горизонтальных потоков субдуцированной литосферы в переходной зоне мантии, то компенсирующие верхнемантийные плюмы формируются в пределах всей области мантии, оказавшейся в сфере воздействия этих потоков, охватывая таким образом обширные пространства в тылу островной дуги. Предлагаемая модель позволяет объяснить специфику структуры и магматизма зон конвергенции этого типа.

Наиболее полно конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа можно видеть при анализе фанерозойской геологической истории складчатых поясов Сибири. Как показали палеогеографические реконструкции Сибирского континента, большую часть фанерозойской истории он взаимодействовал с Африканской LLSVP [4]. Различные типы конвергентных границ литосферных плит можно выявить при анализе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), обрамляющего Сибирскую платформу с юга в современных координатах. В каледонидах ЦАСП широко распространены комплексы островных дуг и внутриплитовые образования, отвечающие океаническим островам и плато, что можно видеть в венд-кембрий-ордовиковских офиолитовых комплексах.

Алтае-Саянская часть ЦАСП характеризуется широким развитием островодужных и внутриплитовых образований, которые формировались в океанических условиях в венд-кембрийское, вплоть до ордовика время. В раннем и среднем девоне продолжались существовать островодужные геодинамические обстановки в пределах Алтае-Саянской области, но уже в девоне сформировалась Алтае-Саянская область внутриплитового магматизма, охватившая территорию Минусинского бассейна, Тувы, Восточного и Западного Саяна и Северо-Западной Монголии – общей площадью около 500×700 км, тройная система грабенов сформировалась в этом регионе. В раннем девоне были сформированы две системы грабенов, сочленяющиеся под углом около 100°. Одну из них представлял Тувинский прогиб, который прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более 500 км и заложился как вулканический рифт с мощной продольной системой базальтовых даек. Другую систему образовали девонский Делюно-Юостудский черносланцевый прогиб с толщами основных лав в основании разреза и сопровождающие его вулканические грабены, протянувшиеся вдоль структур Алтая в северо-западном направлении на 600 км. Третья ветвь предположительно открывалась на запад – северо-запад в сторону палеоокеана, располагаясь между Сибирской платформой и Алтае-Саянским блоком (северо-западное простирание около 50° с.ш., 88 в.д. в современных координатах).

Рифтогенез сопровождался крупномасштабными излияниями лав преимущественно основного состава – базальтов, андезитобазальтов, тефритов, трахибазальтов, а также фонолитов,

трахитов, трахириолитов и комендитов. Геохимические данные показывают на существование в регионе пород с типично островодужными и внутриплитовыми характеристиками [2], т.е. это типичная девонская конвергентная граница плит Западно-Тихоокеанского типа.

Комплексы островных дуг и внутриплитовых обстановок установлены в Джидинской зоне [1], где породы с внутриплитными характеристиками были сопоставлены с океаническим островом и развившимся на его основе гайотом, тогда как островодужные ассоциации были связаны с обособленной островной дугой. В подобной же обстановке произошло формирование ранних каледонид Кузнецкого Алатау. В Озерной зоне Монголии тектонически совмещенные породы с островодужными и внутриплитными вещественными характеристиками различаются по изотопным параметрам, что свидетельствует об их образовании из разных мантийных источников и соответственно об их первоначальной территориальной разделенности. Одновозрастность формирования островных дуг и океанических островов в этих случаях позволяет предполагать между ними причинную связь, подобную той, которую мы предложили для объяснения конвергентных границ Западно-Тихоокеанского типа. Мы полагаем, что островные дуги каледонид заложились в области развития мантийных плюмов в основании литосферы Палеоазиатского океана, что и обеспечило реконструируемый парагенез доаккреционных структур каледонид.

Таким образом конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа, как мы видим, широко развиты при становлении складчатых поясов Сибирского континента, в которых они зафиксированы. Очевидно, такой тип конвергентных границ может быть реставрирован при формировании складчатых поясов других континентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогов О., Томурхуу Д. Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника, 1996. Т. 30. № 4. С. 25-42.
2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология, 2010. Т. 18. № 6. С. 45-58.
3. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
4. Kuzmin V.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2010. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction of the Siberian continent based on interection with the African large low shear velocity province, Earth-Science Review. V. 102. P. 29-59.
5. Maruyama S., 1994. Plume tectonics. Journal of Geological Society of Japan 100 (1). P. 24-49.
6. Zhao D., 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. Gondwana Research 12. P. 335-355.

TTG MAGMA GENESIS BY THE COLLISION TECTONICS BETWEEN KURIL ARC AND NE JAPAN ARC

Toshiaki Shimura¹, Emi Nagakubo¹, Anthony I.S. Kemp², Moeru Kojima¹, Yasuaki Inaba¹

¹*Department of Geology, Faculty of Science, Niigata University
2-8050 Ikarashi, Nishi-ku, Niigata 950-2181, Japan*

²*School of Earth and Environmental Science, James Cook University
4811 Townsville, Australia*

Tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) is one of the important components of earth's crust, especially in Archean continental crust.

The Hokkaido island of Japan represents a collision zone between two arcs of Neogene age; these are Kuril Arc and NE Japan Arc (Kimura, 1994). At the present day, we can observe the crustal section of Kuril Arc as the Hidaka metamorphic belt (HMB) within the suture zone (Fig. 1). HMB is a high temperature type metamorphic belt and represents an eastward tilted crustal section of the Kuril Arc, with the granulite facies being the highest metamorphic grade reached (Komatsu et al., 1989). Syn-metamorphic pyroxene-bearing S-type granitoids are distributed throughout the HMB (Shimura et al., 1992). The main thermal event (granulite facies metamorphism and crustal anatexis) is 19Ma, as determined by

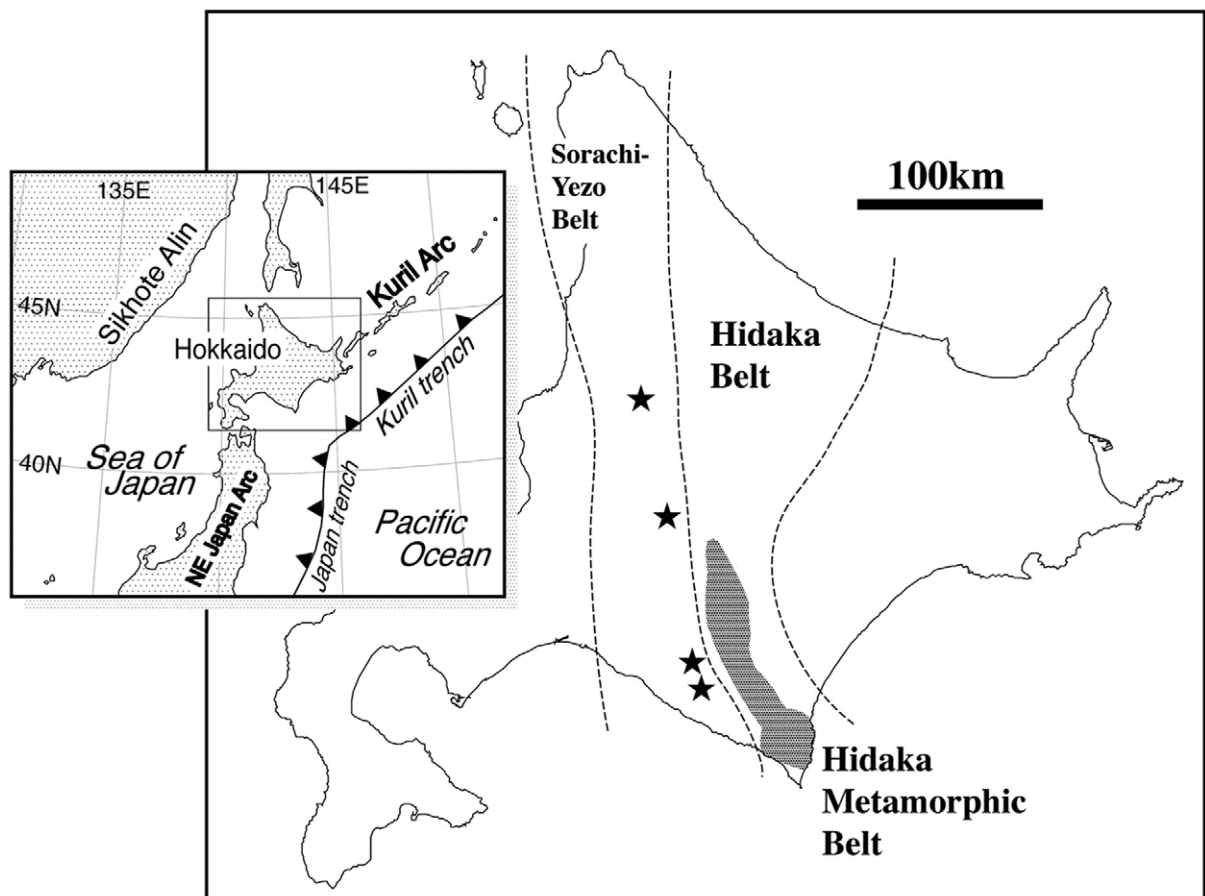


Fig. 1. Index Map of the Hokkaido and geological relationships of the Hidaka Metamorphic Belt (shaded) and trondhjemite locality (stars). The Sorachi-Yezo Belt is a Jurassic-Cretaceous accretionary complex. The Hidaka Belt is Cretaceous-Paleogene accretionary complex which includes a high temperature type Hidaka Metamorphic Belt. The study area is within the arc-arc junction zone.

U-Pb zircon ages (Kemp et al., 2007). Previously than this event, 41-37 Ma island-arc type igneous activities occurred (Kemp et al., 2007; Shimura et al., 2007a; Kojima and Shimura, 2010).

A recent vibroseismic study imaged a delamination-wedge structure beneath the HMB (Tsumura et al., 1999). This study revealed that the Hidaka crust is delaminated into upper and lower portions in the lower crust, at a depth of about 23km. The upper portion is exhumed as the HMB by an eastward-dipping thrust sheet. On the other hand the lower portion descends downward to the west, under the NE Japan arc.

A few trondhjemite bodies, mainly hornblende-biotite trondhjemite, are distributed from about 25 km west of the HMT (Figs. 1, 2). These bodies intrude the Cretaceous accretionary complexes of the NE Japan Arc. The K-Ar age of the trondhjemite bodies is about 15Ma (Nakagawa,

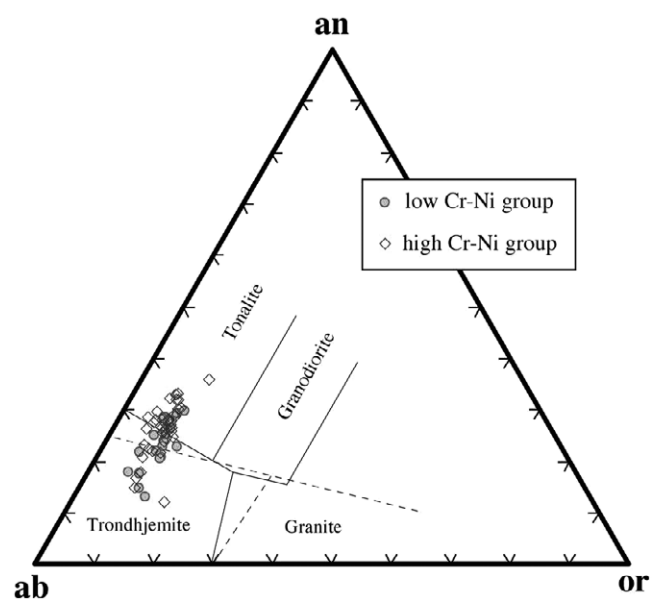


Fig. 2. The QAP modal diagram of the trondhjemite.

1992). Geochemical features of the trondhjemite are as follows; $\text{SiO}_2 = 68\text{-}75\%$, $\text{Sr} = 191\text{-}597\text{ppm}$, and $\text{Y} = 3.8\text{-}8.2\text{ppm}$. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are 0.7035-0.7044 and 0.51280-0.52197, respectively (Shimura et al., 2007b). Since the Sr content is moderately high but yttrium content is quite low, these rocks have adakite or Archean TTG composition (Fig. 3).

The isotopic features of the trondhjemite are similar to the gabbroic rocks and mafic metamorphic rocks of the HMB. Shimura et al. (2004, 2006) indicate that the delaminated lower portion of the Hidaka crust is mainly composed by gabbro and mafic granulite. We employ a mass balance calculation and batch melting calculation as «Gabbro \rightarrow Grt-Cpx granulite + trondhjemite magma». The model has a very good fit with the natural compositions as a 16% melting condition.

Furukata et al. (2010) studied such a few bodies of the central Hokkaido. They called these as «adakite type» and explained by eclogite melting model. However, our calculation results are shown the restite is not eclogite, but garnet granulite. We suggest that the trondhjemite magma was produced by partial melting of the delaminated lowermost crust of the HMB, triggered by (1) the collision of two island-arcs and (2) upwelling of asthenosphere by opening of back-arc basin. The continental collision and the hot mantle reproduced the phenomenon of the Archean condition at the Neogene age.

REFERENCES

1. Defant M.J., Richerson P.M., Deboer J.Z., Stewart R.H., Maury R.C., Bellon H., Drummond M.S. & Jackson T.E., 1991. Dacite Genesis via both Slab Melting and Differentiation: Petrogenesis of La Yeguda Volcanic Complex, Panama, *Jour. Petrol.*, 32. P. 1101-1142.
2. Furukata C., Nakagawa M., Hirose W. and Adachi Y., 2010. Geochemical character of Early-Middle Miocene volcanic rocks from central Hokkaido: Characterization of magma-related back-arc spreading at margin of the volcanic field. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 116. P. 199-218.
3. Kemp A.I.S., Shimura T., Hawkesworth C.J. and EIME, 2007. Linking granulites, silicic magmatism and crustal growth in arcs: Ion microprobe (zircon) U-Pb ages from the Hidaka Metamorphic Belt, Japan. *Geology*, 35. P. 807-810.
4. Kimura G., 1996. Collisional orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands: The Island Arc, 5. P. 262-275.
5. Kojima M., Shimura T., 2010. Origin of I-type tonalite magma, Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, northern Japan. 114th Annual Meeting of the Geological Society of Japan. P-140.
6. Komatsu M., Osanai Y., Toyoshima T. & Miyashita S., 1989. Evolution of the Hidaka metamorphic belt, northern Japan. In Daly, J. S., Cliff, R. A. & Yardley, B. W. D. (eds.) *Evolution of Metamorphic Belts*, Geol. Soc. Spec. Publ. 43. P. 487-493.
7. Nakagawa M., 1992. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 43. 467 p.
8. Shimura T., Nagakubo E., Kemp A.I. S., 2007a. Relationships between the Hidaka Metamorphic Belt and trondhjemite of the Kamuikotan Belt: Tertiary tectonics of Hokkaido, northern Japan. 114th Annual Meeting of the Geological Society of Japan, O-223.
9. Shimura T., Nagakubo E. and Kemp A.I.S., 2007b. TTG magma derived from the delaminated lower crust, Hokkaido, northern Japan. Sixth Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Stellenbosch, South Africa.
10. Shimura T., Owada M., Osanai Y., Komatsu M., Kagami H., 2004. Variety and genesis of the pyroxene-bearing S- and I-type granitoids from the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, northern Japan. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95. P. 161-179.
11. Shimura T., Osanai Y., Toyoshima T., Owada M. & Komatsu M., 2006. Cooling process of the basal tonalite magma, Hidaka metamorphic belt, northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 112. P. 654-665.
12. Tsumura N., Ikawa H., Ikawa T., Shinohara M., Ito T., Arita K., Morita T., Kimura G., Ikawa T., 1999. Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan: inferred from seismic reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.* 26. P. 1057-1060.

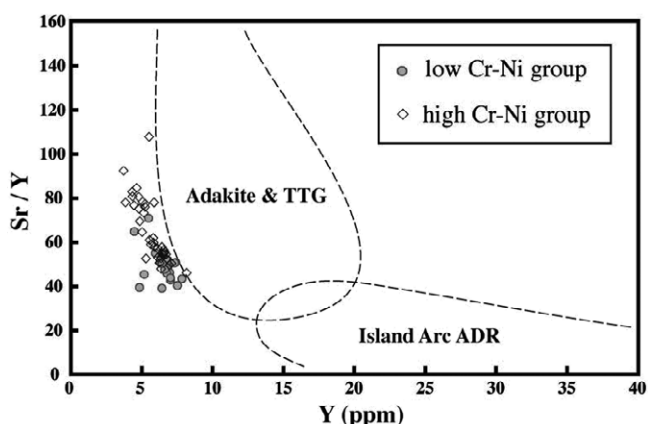


Fig. 3. Sr/Y–Y diagram on trondhjemite. Two fields are after Defant et al. (1991).

**CONFIRMATION OF AN EXTENSIVE LATE PAN-AFRICAN METAMORPHIC BELT IN NE CHINA:
EVIDENCE AND TECTONIC IMPLICATION**

Jian-Bo Zhou¹, Xingzhou Zhang¹, Yongjiang Liu¹, Simon A Wilde^{1,2}

*¹College of Earth Sciences, Jilin University
Changchun 130061, China*

*²Department of Applied Geology, Curtin University of Technology
GPO Box U1987, Perth, WA 6845, Australia*

We summarize data we have collected over the past several years from the various crustal blocks identified in the Chinese segment of the southeastern Central Asian Orogenic Belt (CAOB). Previous interpretations have considered that the Erguna, Xing'an, Songliao (Songmen), Jiamusi and Khanka blocks were separate micro-continental blocks that were amalgamated in the Phanerozoic and whose boundaries are represented by major crustal structures. We initially identified that basement rocks in the Khanka and Jiamusi blocks were similar in age and lithology and that the Dun-Mi Fault that separates them could not be a major suture. Extending this work into the Erguna, Xing'an and Songliao blocks led to recognition of similar khondalitic basement rocks to those in the Jiamusi/Khanka block, and of similar provenance and metamorphic age. All sequences show a range in detrital and inherited zircons that extend back in age from ~560 Ma to ~960 Ma, with a few older grains. It is only in the Xing'an block that zircons with Neoproterozoic ages from 770 to 950 Ma are abundant, thus bringing into question whether Neoproterozoic basement rocks are a significant component of the Chinese part of the CAOB. The most significant feature is that these rocks underwent high-grade metamorphism at ~500 Ma in all five blocks. Although disrupted by the extensive emplacement of Phanerozoic granitoids, the implication is that a belt of high-grade khondalitic rocks extends for over 1300 km across NE China. This further brings into question the nature and significance of the bounding faults that were previously considered to separate the various crustal entities. We note that a similar belt of khondalitic rocks, that underwent high-grade metamorphism coeval with the NE China rocks, extends along the southern margin of the Siberia Craton, implying a similar sequence of events along both the northern and southern margin of the CAOB in the Early Paleozoic.