

УДК 551.243.6(571)

СОСДВИГОВАЯ ДЕСТРУКЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ, ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

© 2009 г. В. П. Уткин

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 22.09.2008 г.

Поступило 29.09.2008 г.

Пространственно-временная и генетическая связь формирования вулканно-плутонических поясов, окраинных морей и эпиконтинентальных осадочных бассейнов с развитием в мелу–кайнозое Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) впервые была показана в работах [5, 7–9]. В дальнейшем у многих исследователей интерес к сдвигам как важнейшему фактору тектонического развития окраины Азии значительно возрос. В рамках плитной тектоники ВАГСЗ была определена как отражение трансформного режима окраины Азии [11]. Возник ряд однозначных проблем, две из которых принципиально важны: 1) инъекция магм, сформировавшая Восточно-Азиатский вулканно-плутонический пояс (ВАВПП), обусловлена сменой в позднем мелу трансформного (сдвигового) геодинамического режима на субдукционный или это следствие сдвиговой деструкции окраины Азии?; 2) формирование эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных впадин окраинных морей обусловлено подъемом мантийных диапиров или эти процессы, включая и локальное воздымание мантии, также следствие сдвигового растяжения коры?

ВАГСЗ заложила в раннем мезозое и продолжала прерывисто-непрерывное развитие до кайнозоя включительно, с доминантой левосторонних смещений (рис. 1) [7–9, 14]. Согласно теории плитной тектоники в позднем мелу трансформный (сдвиговый) геодинамический режим окраины Азии сменился субдукционным. Считается, что субдукция океанической плиты под континент привела к раскрытию протяженных разломов северо-восточного простирания, ориентированных ортогонально к направлению субдукции, что и обусловило формирование ВАВПП. Этим

представлениям противоречит ряд фактов и, прежде всего, непрекратившаяся активность левых сдвигов в позднем мелу. В Сихотэ-Алине по системе северо-восточных левых сдвигов, параллельных Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигу, на первые десятки километров смещены раннемеловые толщи, включая и самые верхние их слои, содержащие средне-позднеальбскую фауну тригонийд [9]. В условиях левосдвиговой активизации в сеноман–палеоцене раскрывались вулканно-тектонические структуры растяжения запад-северо-западного простирания (рис. 2), которые пересекали допозднемеловой складчатый комплекс и выполняли роль магмоподводящих каналов с формированием вулканического чехла дислоцированного, как установлено, по законам дислокаций образований, перекрывших активные левые сдвиги [9]. Идентичной природы многочисленные структуры растяжения северо-западного простирания контролировали дайковый магматизм и рудные тела месторождений (рис. 2, врезка), сформированных в позднем мелу–палеоцене вдоль сдвигов. Вывод: инъекция магм, сформировавшая Восточно-Сихотэ-Алинский вулканно-плутонический пояс, а по аналогии и весь транзитный ВАВПП, происходила в условиях субмеридионального сжатия коры, обусловившего активность северо-восточных левых сдвигов с развитием магмоподводящих структур растяжения, ориентированных ортогонально или косо к сдвигам. Главная морфологическая характеристика сдвигов – их значительная протяженность и прямолинейность, поэтому ограниченные сдвигами относительно узкие блоки коры, подвергшиеся сдвиговому растяжению, обеспечили эти же характеристики и для вулканических поясов.

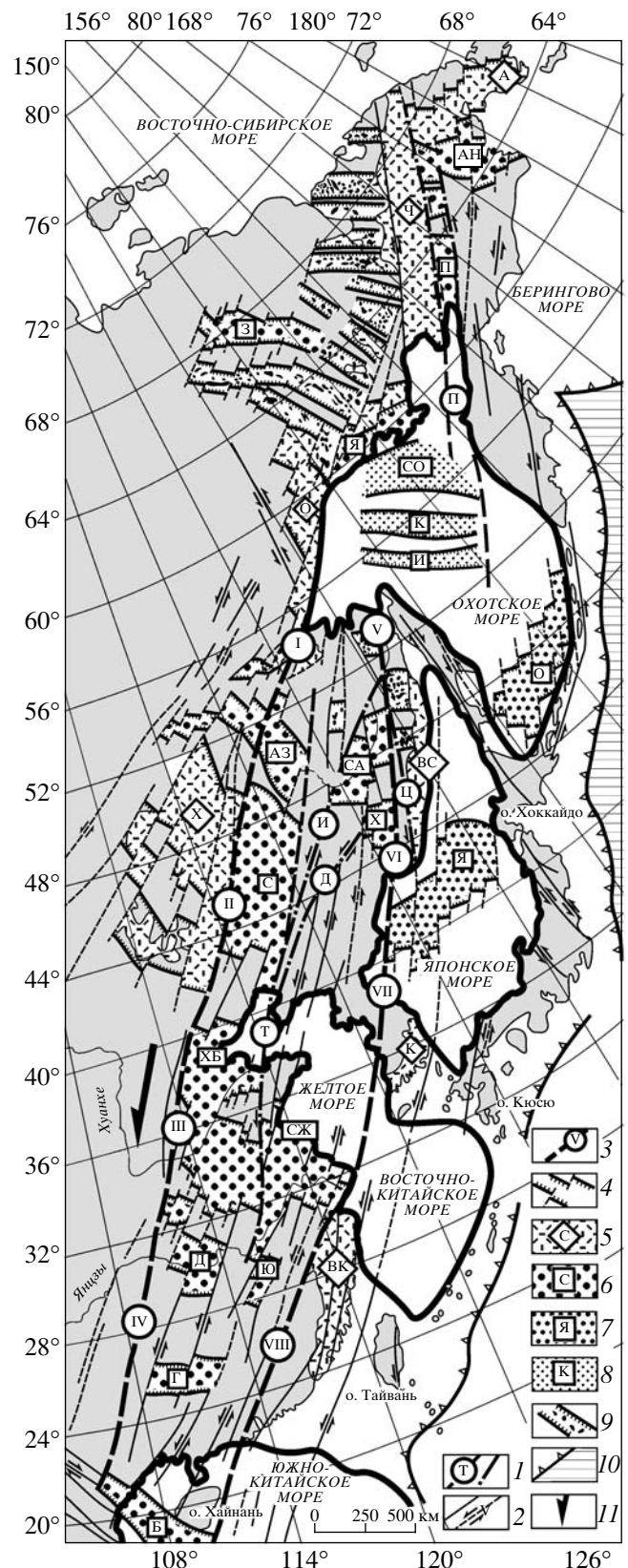
Эпиконтинентальные мел-кайнозойские и кайнозойские осадочные бассейны (ОБ) сформированы в пределах ВАГСЗ и объединены в Восточно-Азиатский грабеновый пояс [1]. Особенно отчетливо пояс проявлен к югу от Охотского моря в виде узкого (500–1000 км) по отношению к протя-

женности (более 5000 км) блока, ограниченного прерывисто наращивающими друг друга северо-восточными левыми сдвигами (рис. 1). Пояс наложен на протоструктуры разного возраста (архей–мезозой). Под большинством ОБ граница М приподнята с утонением континентальной коры на 5–15 км относительно обрамления бассейнов. В пределах депрессий тепловой поток обычно повышен, иногда значительно. Все это указывает на наличие под ОБ мантийных астенолитов.

В грабеновом поясе развит глубинный левый сдвиг Тань-Лу, в зоне геодинамического влияния которого расположены ОБ Сунляо, Среднеамурский, Хуабэй-Бохайвань и Субей-Желтоморский (рис. 1), наиболее хорошо изученные большим объемом бурения, направленного на поиски нефти. Осадочные бассейны сформированы в общем сдвиговом поле (рис. 3), материнскими разломами которого являются упомянутый сдвиг Тань-Лу и Центральный Сихотэ-Алинский с амплитудами левых смещений в мезозое соответственно 740 и не менее 200 км. В кайнозое сдвиги продолжали

быть активными. По разлому Тань-Лу в палеоген–неогене происходили лево-, а в четвертичное время – незначительные правосдвиговые смеще-

Рис. 1. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона и производные ее поэтапного развития пояса: вулканоплутонический, грабеновый, окраинных морей. 1 – главные сдвиги ВАГСЗ (штриховые линии без точек – предполагаемые и перекрытые): Тань-Лу (Т) и оперяющие его Илань-Итун (И) и Даньхуа-Мишань (Д), Центральный Сихотэ-Алинский (Ц), Пенжинская система сдвигов (П); 2 – прочие сдвиги ВАГСЗ (штриховые линии – предполагаемые); 3 – границы Вьетнамо-Охотского грабенового пояса, состоящие из прерывисто продолжающих друг друга сдвигов: Северо-Удский (I), Нэнцзинь-Лубейский (II), Цзыцзян-Гуанский (III), Сунгао-Душанский (IV), Центральный Сихотэ-Алинский (северный фланг) (V), Арсеньевский (VI), Конджу (VII), Шаоу-Хэюань (VIII); 4 – границы сосдвиговых структур растяжения, отражающие генетическое сочетание сдвигов и раздвигов; 5 – вулканоплутонические пояса, слагающие транзитный ВАВПП, и их сегменты (в скобках): Хингано-Анадырский (X – Хинганский, O – Охотский, A – Анадырский), Чукотско-Вьетнамский (Ч – Чукотский, BC – Восточно-Сихотэ-Алинский, K – Корейский, BK – Восточно-Китайский); 6 – позднемиоценовые–кайнозойские сосдвиговые осадочные бассейны: С – Сунляо, СА – Среднеамурский, АЗ – Амура-Зейский, X – Ханкайский, ХБ – Хуабэй-Бохайвань, СЖ – Субей-Желтоморский, Д – Дунтиньху (Цзяньхань), Ю – Юньшань, Г – Гуанси-Гуйчжоу, АН – Анадырский, П – Пенжинская группа впадин, Я – Яма-Тауйский, З – Зыряновский, Б – Бак-Бо; 7 – глубоководные, некомпенсированные осадками впадины: О – Охотоморская, Я – Япономорская; 8 – наиболее отчетливо выраженные сосдвиговые рифтогенно-осадочные суббассейны (грабены) Охотского моря: СО – Северо-Охотский, К – Кошеваровский, И – Ионинский; 9 – интрузивы, линейная концентрация которых отражает положение структур сосдвигового растяжения коры, к западу от Чукотского пояса они названы перивулканическими магматическими рядами [6]; 10 – зона Бенъофа (штриховка – кора океанического типа); 11 – направление смещения Азиатского континента.



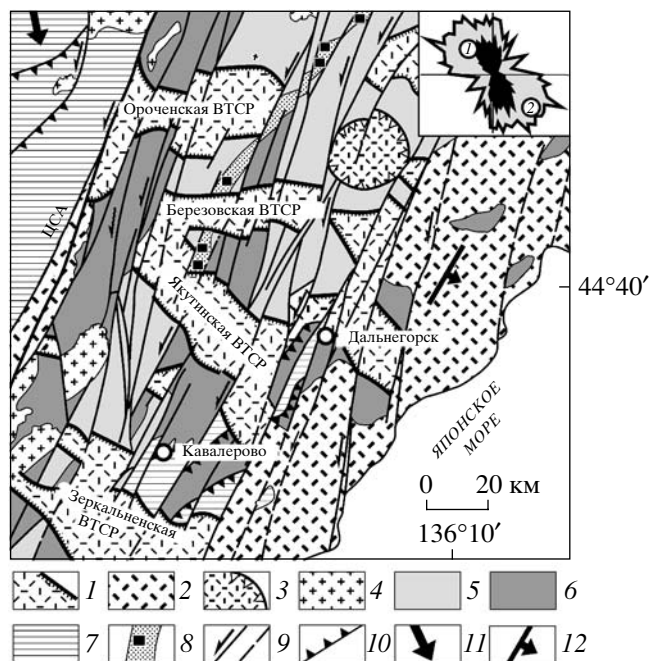


Рис. 2. Поздне меловые сосдвиговые вулканотектонические структуры растяжения. 1 – ВТСР, компенсированные эффузивно-экструзивными образованиями; 2 – поздне меловой вулканический чехол; 3 – вулканоструктура центрального типа; 4 – альбараннесоманские гранитоиды; 5–7 – преимущественно терригенные готерив-альбские (5), берриас-валанжинские (6) и домеловые кремнисто-вулканогенно-терригенные (7) образования; 8 – маркирующая песчано-конгломератовая толща с фауной аптальбских ауцеллин (квадраты); 9 – частные сдвиги Сихотэ-Алинской сдвиговой зоны (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг); 10 – надвиги; 11 – направление регионального (глобального) сжатия; 12 – направление погружения ВСАВП. Врезка – розы простираний суммарной протяженности рудных тел (1) и даек (2) поздне меловых месторождений Центрального Сихотэ-Алия.

ния [13]. Материнскими сдвигами с одной или двух сторон ограничены ОБ, что в сочетании с косым или ортогональным к сдвигам простиранием бассейнов придает им груборомбическую форму (рис. 3), характерную для структур сосдвигового растяжения. За пределами ОБ, к северо-востоку и юго-западу, установлены ([14] и др.) многочисленные левые сдвиги северо-восточного простирания, которые в бассейнах на поверхности в большинстве не проявлены, что, видимо, связано с трансформацией сдвигов в сбросы и их перекрытием осадками, в основном на пострифтовой стадии погружения бассейнов (неоген-четвертичное время). На пред- и синрифтовом этапах эти сдвиги были активны и играли определяющую роль в геодинамике в плане развития ОБ. Не случайно очертания ОБ в плане характеризуются ступенчатой конфигурацией (рис. 3), отражающей участие северо-восточных сдвигов в их формировании.

Главная особенность инфраструктур ОБ – системы грабенов, ориентированных на северо-восток, косо к сдвигам (рис. 3). Грабены преимущественно односторонние, часто связанные с листрическими сбросами, сформированными на рифтовых этапах развития бассейнов, не всегда синхронных. В бассейнах Сунляо и Среднеамурском главным этапом рифтогенеза был меловой период, а в Хуабей-Бохайвань и Субей-Желтоморском – кайнозойский, что указывает на асинхронность активизации разных участков сдвига Тань-Лу с миграцией в юго-западном направлении. Косая ориентировка грабенов к сдвигам свидетельствует о сдвиговом режиме развития этих структур растяжения. К настоящему времени практически во всех континентальных рифтах установлены сдвиговые смещения, что привело к выводу о развитии рифтов в обстановке трансстесии с формированием структур типа пул-апарт [3].

Развитие ОБ сопровождалось неоднократной инверсией движений (смена сжимающих усилий на растягивающие), что нашло отражение в наличии на фоне сбросовой тектоники взбросов, в формировании многочисленных региональных несогласий, в смене осадочных формаций, преимущественно болотно-озерного происхождения, на морские осадки. В периоды растягивающих напряжений проявлялся вулканизм, в том числе и базальтоидный, свидетельствующий о приоткрывании магмоподводящих каналов, проникающих до мантии. Северо-восточная система ОБ (рис. 3) совпадает с направлением Сихотэ-Алинской системы чешуйчато-складчатых структур сжатия – структурных парагенезов левых сдвигов. Есть основание считать, что в условиях смены левосторонних сдвигов на правосторонние происходила трансформация структур сжатия (взбросов, надвигов) в структуры растяжения (сбросы). Однако однозначным такое решение проблемы признать нельзя, так как в период формирования ОБ (мел-кайнозой) сдвиги были левыми без сколько-нибудь значительных правосторонних смещений, адекватных масштабам растяжений ОБ. Другая модель, объясняющая инверсию движений в ОБ, вытекает из установленной асинхронности однонаправленных движений отдельных блоков коры вдоль левых сдвигов. В этих условиях ОБ относительно блоков, ограничивающих их с севера, являлись фронтальными структурами сжатия, а относительно южных блоков – тыловыми структурами растяжения (рис. 3). При разной скорости или асинхронности движений этих блоков в размещенных между ними ОБ возникали усилия сжатия или растяжения. Амплитуды смещений южных блоков на юго-запад в мел-кайнозойский период, видимо, значительно превышали смещения северных блоков, что обеспечило развитие ОБ преимущественно как тыловых структур растяжения.

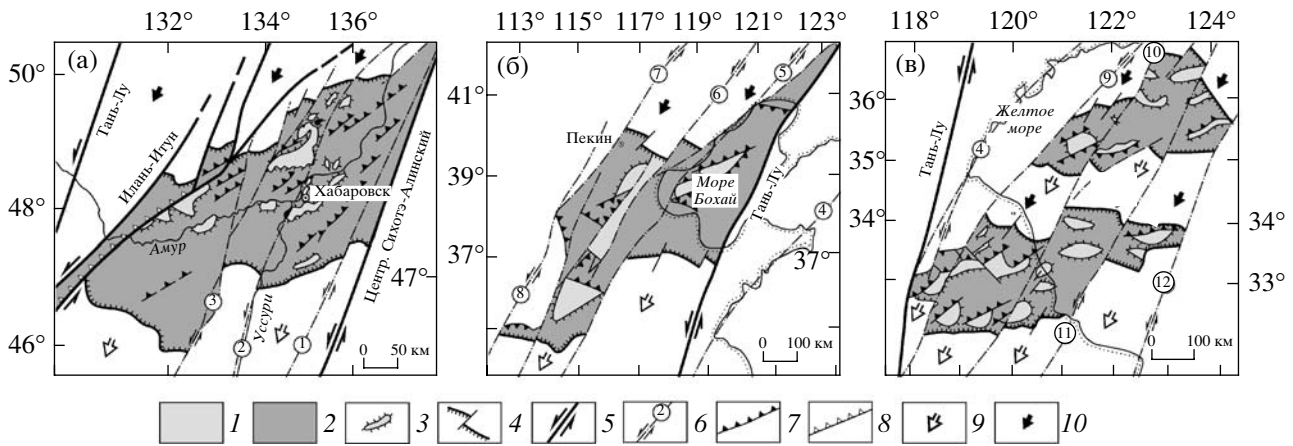


Рис. 3. Пространственно-генетическая связь Среднеамурского (а), Хуабей-Бохайваньского (б) и Субей-Желтоморского (в) рифтогенных бассейнов с системами сдвигов Тань-Лу и Сихотэ-Алинской (схемы составлены с использованием материалов [2, 4, 13–15]). 1 – обрамления бассейнов, сложенные архей-мезозойскими образованиями; 2 – кайнозойские и мел-кайнозойские образования бассейнов; 3 – поднятия фундамента бассейнов; 4 – границы бассейнов, ступенчатая в плане форма которых обусловлена участием в формировании бассейнов северо-восточных сдвигов; 5 – главные левые сдвиги: Тань-Лу, Центральный Сихотэ-Алинский, Илань-Итун (ветвь разлома Тань-Лу); 6 – левые сдвиги, установленные за пределами бассейнов, и их предполагаемые продолжения под осадочным чехлом бассейнов: Арсеньевский (1), Уссурийский (2), Илань-Ишуань (3), Ялуцзян-Циндао (4), Хэйшань-Суйчжунский (5), Гандунский (6), Тайдунский (7), Цзыцзян-Гуанский (8), Янцзы (9), Маошаньский (10), Тяньмушань-Байцзишань (11), Люшуй-Хайфонский (12) (в пределах Китая сдвиги по [14]); 7 – сбросы, в Среднеамурском бассейне преимущественно листрические по [4]; 8 – участки сдвигов, трансформированные в сбросы; 9, 10 – направления смещений блоков с развитием в ОБ усилий растяжений (формирование тыловых структур растяжения) (9) и усилий сжатия (формирование фронтальных структур сжатия) (10).

Строение и геодинамика развития рассмотренных ОБ указывают на их формирование в результате латерального растяжения и оседания верхних уровней коры, что не согласуется с моделью, отводящей астенолитам главную роль в формировании ОБ. Согласно модели активного рифтогенеза, заложение структур растяжения и, в частности, рифтов, как и утонение коры является следствием подъема мантийных астенолитов. В этих условиях давление на кору направлено снизу вверх, что должно, как нам представляется, привести к ее воздыманию с образованием антиформ (возможно, с развитием структур растяжения). Однако ОБ формируются на участках нисходящих смещений коры, выраженных развитием сбросов и грабенообразования. Если подошву ОБ генерализовать, то вместе с поднятой границей М над астенолитом кора приобретает форму двояковогнутой линзы, отвечающей морфологии, так называемой шейки растяжения, формирование которой объясняет синхронные встречные по вертикали движения нижних и верхних уровней коры. Механизм формирования ОБ Восточно-Азиатского грабенового пояса сходен с моделью образования рифтовых структур в условиях растяжений континентальной коры при развитии кайнозойского Восточно-Африканского рифтового пояса (рис. 4) [12]. Согласно этой модели, на начальных стадиях нижняя и средняя кора вовлекается в рассеянное растяжение с формированием рифтогенных осадочных бассейнов,

а на завершающих стадиях кора разрывается, и в образовавшийся раздвиг инжектируются мантийные продукты с образованием океанической коры. В условиях, близких к конечной стадии рифтогенеза, видимо, произошло формирование некомпенсированных осадками глубоководных впадин Японского и Охотского морей (рис. 1) с корой субокеанического типа, мощностью 8–13 км. Впадины характеризуются крутыми бортами, основания которых четко очерчены изобатами 3000–3500 м. Ступенчатая конфигурация изобат (рис. 1) идентична морфологии ОБ (рис. 3), что по аналогии дает основание рассматривать и глубоководные впадины как сосдвиговые структуры растяжения. Груборомбическая морфология и кулисно-эшелонированное размещение окраинных морей с равным шагом отвечают известным основным характеристикам структур растяжения сдвиговых зон разных рангов. Окраинные моря, видимо, формировались в протяженных, адекватных ширине ВАГСЗ, зонах сосдвигового растяжения континентальной коры с развитием рассеянного рифтогенеза и, как следствие, погружением преимущественно в неогене обширных участков суши, с синхронным подъемом границы М.

В сосдвиговой деструкции Восточной окраины Азии выделяется три главных этапа, без четко выраженных границ их начала и завершения: 1) позднемиоценовой (формирование вулка-

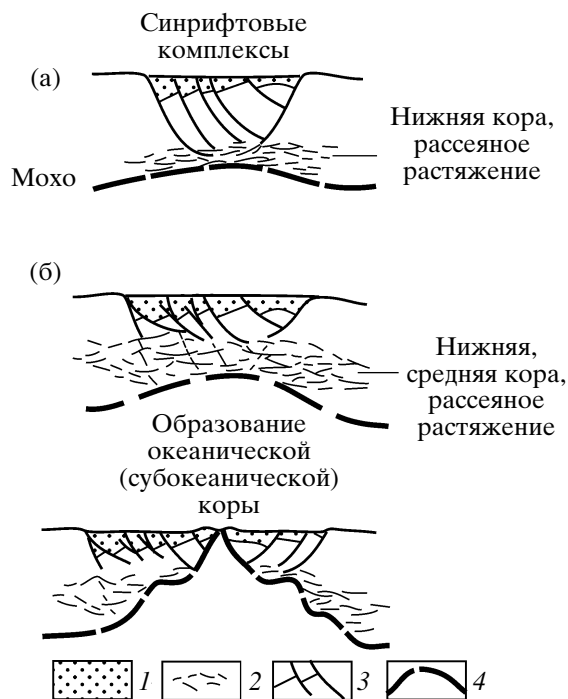


Рис. 4. Принципиальная схема вариантов развития рифтовой структуры в условиях растяжения по [12]. 1 – синрифтовые отложения; 2 – область латерального течения в нижней (а) и частично в средней (б) коре; 3 – сбросы; 4 – граница Мохо.

но-плутонического пояса), 2) позднемеловой–палеогеновый (формирование пояса грабенов–эпиконтинентальных осадочных бассейнов), 3) палеоген-неогеновый (формирование пояса окраинных морей). В постепенно переходящих друг в друга этапах отражено эволюционное развитие континентальной окраины в условиях левосдвигового геодинамического режима, обусловленного, как показано [5, 10], смещением главным образом Азиатского континента на юго-запад (рис. 1).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08–05–90300).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варнавский В.Г., Мальшиев Ю.Ф. // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
2. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток, 1992. 140 с.
3. Леонов Ю.Г. В кн.: Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Науч. мир, 2004. 486 с.
4. Натальин Б.А., Черных С.Г. // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43–61.
5. Тихоокеанская окраина Азии (геология) / Под ред. А.Д Щеглова. М.: Наука, 1989. 240 с.
6. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чукотская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
7. Уткин В.П. // ДАН. 1978. Т. 240. № 2. С. 400–403.
8. Уткин В.П. // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73–87.
9. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
10. Уткин В.П. // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 86–90.
11. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. В сб.: Тектоника Азии. Тезисы XXX Тектонического совещания. М., 1997. С. 240–243.
12. Morley C.K. // Tectonics. 1989. V. 8. № 6. P. 1175–1192.
13. Lao Qiujuan, Gao Wenxue // Sediment. Geol. 1984. № 40. P. 89–103.
14. Xu J.W., Zhy G., Tong W. et al. // Tectonophysics. 1987. V. 134. P. 273–310.
15. Zhao Jiongkun, You Youguang, Zhou Xigi. In: ESCAP Atlas of Stratigraphic Correlation between Sedimentary Basins of the ESCAP Region. V. 10. Peoples Republic of China. Mineral Resources Development. Ser. № 52. N.Y.: United Nations, 1985. P. 28–34.