

*Светлой памяти
Бориса Алексеевича Иванова,
моего учителя, посвящаю.*

СДВИГОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗ И ЕГО РОЛЬ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ РИФТОГЕНЕЗЕ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

В.П. Уткин

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: stakhor@yandex.ru*

Поступила в редакцию 26 марта 2012 г.

Анализируются пространственно-генетические соотношения транзитных разломных систем, составляющих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ). Инфраструктура ВАГСЗ от Охотского до Южно-Китайского морей, как установлено, идентична внутреннему строению известных в мире природных и экспериментальных сдвиговых зон, что подтверждает развитие ВАГСЗ как целостной структуры. В структурно-кинематический анализ вовлечены системы: Тан-Лу–Сихотэ-Алинская (ТС) левых сдвигов (ССВ 25–30°) и Бохай-Амурская (БА) взбросо-сдвигов (СВ 50–70°). Установлено, что системы формировались как структурные парагенезы в два главных этапа. Первый сдвиго-надвиговый этап (юраранний мел) происходил в условиях ССЗ генерального сжатия с формированием ТС системы левых сдвигов и их структурных парагенезов (структур сжатия) – БА система взбросо-надвигов. Второй сдвиго-раздвиговый этап (поздний мел–кайнозой) развивался в условиях ЮЗ тангенциального сжатия. Сжатие генерировано левосдвиговым смещением на ЮЗ континентальной коры по Центрально-Сихотэ-Алинскому глубинному разлому. В созданных динамических условиях взбросо-надвиговая кинематика БА системы сменилась левыми сдвигами. Сдвиги формировались в режиме трансенсии (сдвиг с растяжением), что обусловило развитие структур типа пулл-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль. Синхронно в растяжение был вовлечен сдвиг Тан-Лу с образованием рифтовой долины и дискретным развитием вдоль сдвига осадочных бассейнов.

Ключевые слова: сдвиги, структурные парагенезы, динамика структурирования, структурно-динамические этапы, осадочные бассейны, рифтогенез, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная окраина Азии в позднем мезозое–кайнозое характеризуется обширной рифтогенной деструкцией континентальной коры. Выявление природы рифтогенеза – задача приоритетная. Главным критерием диагностики рифтов является структура и геодинамический режим ее формирования. Остальные признаки, такие как состав пород, заполняющих рифт, наличие и тип магматизма и пр., важны и многие из них выражены достаточно характерно, но все же по отношению к структурным признакам они вторичны, а главное – не настолько постоянны, чтобы служить критерием выделения

рифтов, как справедливо, по нашему мнению, считает академик Ю.Г. Леонов [18].

Рифтогенная деструкция коры восточной окраины Азии нашла отражение, прежде всего, в формировании многочисленных грабенов, контролировавших развитие осадочных бассейнов (ОБ). Доминировало мнение о первично-сбросовой природе ОБ. В конце 70-х годов прошлого века обосновано новое представление, согласно которому восточная окраина Азии в мезозое–кайнозое развивалась в условиях сдвигового геодинамического режима как следствие латерального смещения Азиатского континента и (или) Тихоокеанской океанической плиты с форми-

рованием в зоне их сочленения Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) [38, 39 и др.]. При анализе развития ВАГСЗ [40, 42, 44–46, 48 и др.] комплексно рассматривались системы транзитных сдвигов ССВ простираения, на существование которых указывали исследователи [6, 11, 12 и др.], Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс, пояс окраинных морей, а также окраинно-континентальные ОБ, объединенные в Восточно-Азиатский грабеновый пояс [4 и др.]. Был выявлен особый тип деструкции континентальной коры – содвиговые структуры растяжения, которые в условиях латерального сжатия литосферы развивались дискретно вдоль сдвигов как их дуплексы растяжения, что соответствует введенному впоследствии понятию: развитие сдвига в режиме транстенсии (сдвиг с растяжением) [17].

Анализ сдвигов совместно со структурами растяжения позволил объяснить не только пространственную, но и генетическую связь с транзитными сдвигами вулканического и грабенового поясов: в первом случае содвиговые структуры растяжения континентальной коры выполняли роль магмоподводящих каналов, во втором – инициировали сбросовую просадку с формированием грабенов. С позиций этих представлений были изучены структуры ряда кайнозойских угленосных впадин Приморья [41, 43–46 и др.]. Установлено, что впадины размещены вдоль ССВ сдвигов и отвечают положению и морфологии присдвиговых ОБ, к тому времени уже известных в мире и именуемых по-разному: “зияющие трещины” (А.В. Лукьянов), “бассейны присдвигового растяжения” (В.С. Буртман), “миндалевидные структуры” (Н.А. Флоренсов и В.П. Солоненко). В зарубежной литературе присдвиговые бассейны получили наименование “pull-apart basin” (“бассейны растаскивания” Б. Берчела), в которых сдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль. Выводы о развитии угленосных бассейнов Приморья над участками содвигового растяжения фундамента объяснили не только природу сбросов с формированием благоприятных для накопления растительной массы впадин, но и периодические проявления в бассейнах разноглубинного вулканизма, а также повышенные концентрации в углистых породах минерализации, превышающей кларки в десятки и сотни раз, иногда образующей самостоятельные месторождения, например, германия. Было также высказано мнение, что эндогенный фактор в развитии угленосных ОБ, возможно, играл важную роль и на ранних стадиях углегенеза. Глубинный тепловой поток создавал относительно устойчивое локальное потепление, периодические выбросы плодородного пепла,

постоянная циркуляция по обновляющимся разломам низкотемпературных термальных вод, обогащенных микроэлементами, стимулировали рост растений. Эти условия вполне могли обеспечить существование в течение длительного времени своеобразных оазисов с накоплением растительной массы в продолжавших формироваться депрессионных просадках. В дальнейшем глубинный тепловой поток способствовал углефикации растительных остатков, газогенерации из углей и формированию коксующихся углей [41, 43, 44].

В настоящее время практически во всех континентальных рифтах мира, древних и современных, установлены сдвиговые составляющие их формирования [27 и др.]. Доказана важная роль сдвиговой тектоники не только в формировании благоприятных для угленакопления замкнутых бассейнов, но и в образовании каналов для поступления глубинных веществ и, прежде всего, углеводородных (УВ) флюидов, что существенно дополнило представление о развитии нефтегазоносных бассейнов. Накопленные в последние десятилетия факты, указывающие на важную роль сдвиговой тектоники в растяжении континентальной коры, подтверждают наши представления о развитии окраинно-континентальных рифтогенных процессов восточной окраины Азии в условиях сдвигового геодинамического режима. В данной работе излагаются, прежде всего, результаты геохронологической корреляции геодинамических условий формирования позднемезозойских–кайнозойских ОБ, развивавшихся вдоль региональных сдвигов как их структурные парагенезы. В исследовании была вовлечена центральная часть ВАГСЗ от Охотского до Южно-Китайского моря, где получили развитие крупнейшие на окраине Азии левые сдвиги – Тан-Лу и Центральный Сихотэ-Алинский (рис. 1).

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ.

Известно, что динамика, сутью которой является направленность стрессового воздействия на определенное геологическое пространство, отражается, прежде всего, в обусловленных нагрузкой закономерных сочетаниях тектонических структур – структурных парагенезах [20 и др.]. Методы парагенетического структурного анализа, главная цель которого – расшифровка локальных и региональных геодинамических режимов, разрабатываются и широко используются в трудах российских и зарубежных тектонистов [3, 20, 24, 26, 34, 40, 55, 56, 58, 62, 72–74 и др.]. Одна из модификаций метода была разработана и применялась нами при изучении геодинамики магмо- и рудоконтролирующих структур Приморья на при-

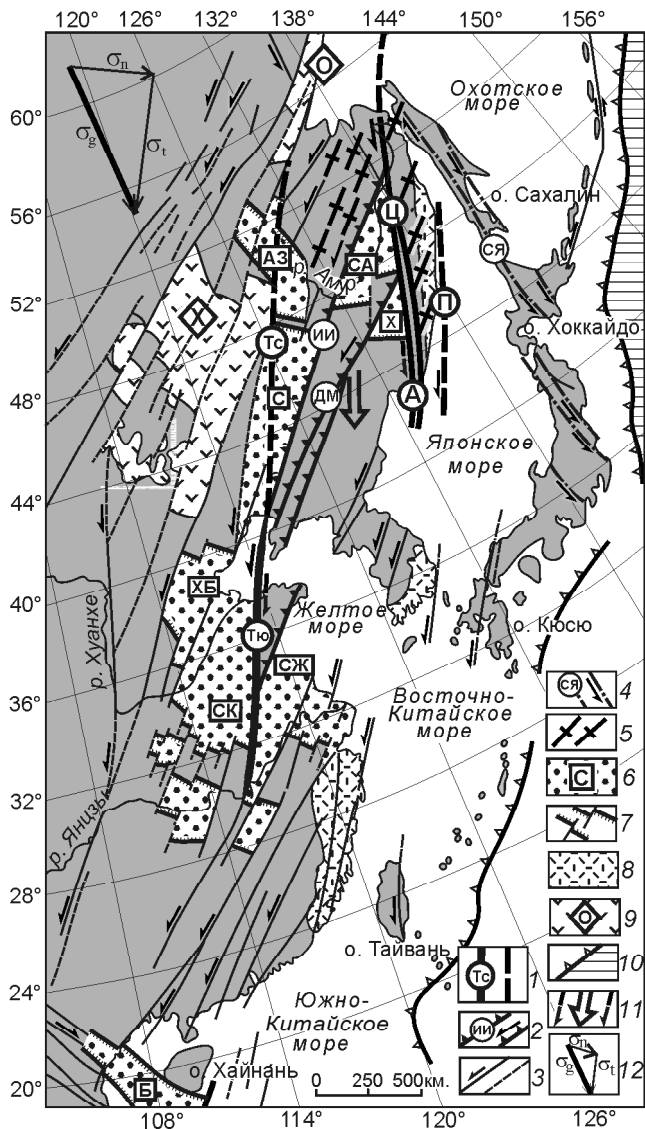


Рис. 1. Строение и динамо-кинематические условия развития ВАГСЗ и составляющих ее систем транзитных разломов (составлена с использованием материалов [7, 12, 45, 65, 75, 77 и др.]).

1 – главные левые сдвиги Тан-Лу–Сихотэ-Алинской (ТС) продольной системы (пунктир – перекрытые): Тан-Лу (Тю – южный и Тс – северный сегменты), Центральный Сихотэ-Алинский (Ц), Арсеньевский (А), Прибрежный (П); 2 – главные взбросо-сдвиги Бохай-Амурской (БА) системы: Илань-Итун (ИИ), Дуньхуа-Мишань (ДМ); 3 – левые сдвиги, взбросо-сдвиги (пунктир – предполагаемые) приконтинентальной диагональной системы; 4 – Сахалинско-Японская (СЯ) зона сдвигов приокеанической диагональной системы; 5 – Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система; 6–7 – осадочные бассейны (б): Сунляо (С), Среднеамурский (СА), Северо-Китайский (СК), Хуабей-Бохайваньский (ХБ), Субэй-Желтоморский (СЖ), Бак-Бо (Б), Ханкайский (Х), Амуро-Зейский (АЗ) и их генерализованные границы (7); 8 – мел-кайнозойские вулканисты Восточно-Азиатского пояса; 9 – позднеюрско-раннемеловые вулканисты Охотско-Хинганского пояса и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; 10 – зона Беньофа (штриховка – кора океанического типа); 11 – направление предполагаемого смещения блока коры с синхронными малоамплитудными правыми (разлом ТЛ) и левыми (разлом А) сдвигами; 12 – направление генерального (инициативного) сжатия литосферы (σ) и его производных: t – тангенциального (касательного), n – нормального.

мере объемных структур многих месторождений и рудных районов [40, 46]. Были установлены структурно-кинематические ансамбли и механизмы тектонических движений, отвечающие доминанте сдвиговых дислокаций, определявших структурирование рудных месторождений и динамо-кинематические условия рудогенеза и магматизма.

Вопросам механизма образования присдвиговых впадин, а также седиментации и ее особенностей в их пределах, посвящены многочисленные исследования зарубежных и российских ученых. Обобщающий материал по широкому кругу проблем формирования ОБ приведен, например, в работах [27, 61 и др.]. Мы ограничились задачей, направленной, прежде всего, на выявление структурно-кинематических ансамблей, созданных парагенетическим развитием дискордантно ориентированных по отношению друг к другу и контролирующих ОБ региональ-

ных систем разломов, с изучением смены их кинематических характеристик как следствия изменения направлений векторов напряжений регионального сжатия. Исследование структур мегауровня (региональные разломы) проводилось в сочетании с изучением контролируемых ими структур мезоуровня (ОБ). Анализировались морфология, инфраструктура и локальные динамо-кинематические условия формирования ОБ, а также закономерности их размещения вдоль региональных разломов. Учитывая, что предшествуя и синхронно с позднемеловым–кайнозойским этапом развития ОБ формировались меловые–раннепалеогеновые рудные месторождения Сихотэ-Алиния, выявленные динамо-кинематические режимы их структурирования использовались при решении проблем формирования ОБ. В частности, установлено, что рудные месторождения размещены вдоль ССВ левых сдвигов, локализуясь дискретно на участках развития сосдвиговых структур растяжения, контролирующих рудные тела, тесные группировки которых во многих случаях кулисно эшелонированы с образованием дуплексов растяжения с очертаниями (вытянутые ромбы), идентичными морфологии наиболее известных присдвиговых бассей-

нов типа пулл-апарт, сформированных в зонах смывания несоосных сдвигов. Этот пример морфо-кинематической идентичности подтверждает генетическую связь развития ОБ (сбросовая просадка) над структурами растяжения фундамента. Учитывались и иные факторы, кратко охарактеризованные ниже, виденье которых автором статьи не всегда совпадает с традиционными представлениями.

Формирование ОБ, по-видимому, обеспечивалось не сквозными структурами растяжения, как это происходило при формировании рудных тел и дайкового магматизма, а рассеянным хрупким растяжением коры в форме присдвиговых локальных зон аномально повышенной трещиноватости, которые, с одной стороны, инициировали сбросовую просадку коры, а с другой – были не благоприятными для продвижения магм к земной поверхности, что объясняет выполнение ОБ, главным образом, осадочными образованиями. В то же время, структуры рассеянного растяжения коры могли выполнять роль каналов для высокообильных флюидно-гидротермальных потоков и, тем более, дегазации Земли и глубинного теплового потока. Такого рода структуры соответствуют открытым в последнее время методами магнитотеллурического зондирования субвертикальным, шириной до 20 км, флюидонасыщенным колоннам повышенной трещиноватости, входящим в мантию. В этой связи привлекают внимание дислокационные формы сдвиговых зон и на микроуровне. Установлено, что в обстановке общей транспрессии в сдвиговых зонах развиваются тектонические напряжения, которые обеспечивают повышение миграционной способности газовой-жидкой фазы [10, 31 и др.]. В этих динамических условиях прежде беспорядочное поровое пространство породы приобретает закономерную ориентировку и, несмотря на общее уменьшение пористости, форма проводящих каналов становится однонаправленно-вытянутой, что способствует облегчению движения флюида [19].

Сдвиговые смещения континентальной коры на значительные амплитуды предусматривают развитие разноглубинных субгоризонтальных срывов, с адекватными амплитудами смещений. Это, прежде всего, астеносфера – слой пониженной вязкости, сформированный в верхней мантии, подстилая литосферу. Внутрикоровые зоны срывов проявлены на разных уровнях, отражая тектоническую расслоенность коры, как следствие ее дифференцированных смещений. При выходе на земную поверхность зоны срывов образуют системы листрических надвигов, косяя ориентировка которых в плане к сдвигам указывает на их сосдвиговую природу как дуплексов сжатия последних. Есть основание предполагать, что в верх-

них слоях коры, вовлеченных в субгоризонтальные синсдвиговые смещения, формировались верхнекоровые сосдвиговые структуры растяжения, ограниченные снизу зонами срывов и не связанные с глубинными источниками магм, что также может объяснять скудный магматизм ОБ или даже его полное отсутствие.

Наиболее информативной в отношении геодинамики фундамента является инфраструктура нижних уровней ОБ, где, как следствие растяжения основания, максимально проявлена сбросовая тектоника. Выше по разрезу сбросы постепенно затухают и перекрываются осадками. Эту стадию общего погружения со значительным расширением бассейнов исследователи обычно относят к пострифтогенной, что, по нашему мнению, не всегда оправдано. Есть основание предполагать, что постепенное затухание сбросов по восстанию является не следствием прекращения растяжений фундамента (завершение рифтогенеза), а связано с тем, что по мере его погружения растягивающие усилия все в меньшей и меньшей степени влияли на удаляющиеся верхние уровни продолжавшего наращиваться осадочного выполнения бассейнов. В результате дифференцированное нисходящее смещение по сбросам перерастало в общее пликативное прогибание осадочных комплексов, формирование которых происходило в условиях продолжавшегося растяжения коры и его следствий – потоки глубинных флюидов и тепла, дегазация Земли. Вследствие не только увеличения размеров, но и погружения «окон» растяжения фундамента наращиваются площади просадки, что объясняет расширение ОБ по мере их развития. Подтверждением рифтогенеза и на поздних стадиях развития ОБ являются эпизодические проявления в их пределах вулканизма и, прежде всего, неоген-четвертичного базитового.

Генетический ряд близсинхронных причинно-следственных связей (активизация сдвига – локальное сосдвиговое растяжение фундамента – сбросовая просадка с формированием ОБ) позволяет фаунистически датированные осадочные комплексы бассейнов использовать в определении времени активизации сдвигов. Предполагается, что максимальная мощность осадков отражает время наиболее значимых сдвиговых смещений, обеспечивших адекватные масштабы растяжений фундамента и, как следствие, резкое прогибание ОБ. В этих целях учитывается и время проявлений магматизма в ОБ, так же как следствия значительных синсдвиговых растяжений фундамента.

При решении поставленных проблем анализировались опубликованные материалы зарубежных и российских исследователей. Понятие о сдвиговой

тектонике Сихотэ-Алиня связано с именем Б.А. Иванова, впервые открывшего и монографически описавшего крупнейший на восточной окраине Азии Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСА) левый сдвиг [11, 12], что стимулировало исследования в этом направлении, в результате которых в Сихотэ-Алине была выявлена система левосторонних сдвигов, суб- и параллельных ЦСА [38]. Левосдвиговая система разломов Тан-Лу исследована, прежде всего, Сюй Цзявэй с коллегами [75, 77 и др.]. Комплексная характеристика строения и развития ОБ Сунляо, Танюань, Хуабей-Бохайвань, Субей-Желтоморского, Среднеамурского, Амуро-Зейского приведена в публикациях [5, 14–16, 21–25, 37, 66–68, 78–80 и др.]. Многолетние исследования Среднеамурского ОБ завершились монографическим описанием, выполненным большим коллективом авторов [28]. Используются мелкомасштабные геологические и тектонические карты [7, 65 и др.].

МОРФО-КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ И ИХ РАЗВИТИЕ КАК СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ.

На окраине Азии доминируют три транзитные разломные системы, составляющие ВАГСЗ и особенно четко проявленные от Охотского до Южно-Китайского моря (рис. 1). Одна из систем (продольная) ориентирована параллельно краю Азии (ССВ 25–30°), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной (СВ 50–70°) и приокеанической (меридиональной) системами. Четвертая (поперечная) система ЗСЗ простирания широко проявлена между транзитными разломами. Все перечисленные системы отражают главные черты инфраструктуры ВАГСЗ, которая идентична внутреннему строению известных в мире природных сдвиговых зон и воспроизведенных экспериментально, начиная с экспериментов Клооса [62] и Риделя [73] и получивших развитие в работах [34, 36, 55–57 и др.], согласно которым разрывы разных направлений формируются не синхронно, что дает основание рассматривать разломные системы ВАГСЗ как последовательное развитие единой, цельной сдвиговой зоны. Возможный взаимозависимый генезис, как и геохронологическая корреляция развития диагональных и продольных транзитных разломов ВАГСЗ, не изучались. Между тем, развитие ВАГСЗ в сдвиговом режиме как целостной структуры предполагает парагенетические связи между составляющими ее разломными системами. Наше внимание было сосредоточено на исследовании структурного ансамбля, состоящего из сопряжен-

ных Тан-Лу–Сихотэ-Алинской (ТС) и Бохай–Амурской (БА) систем (рис. 1).

Тан-Лу–Сихотэ-Алинская система, занимая стержневое положение в ВАГСЗ, представлена глубинными разломами, прежде всего, Тан-Лу (ТЛ) и Центральным Сихотэ-Алинским (ЦСА), которые, ориентируясь ССВ 25–30°, являются крупнейшими на окраине Азии левыми сдвигами (рис. 1). К этой же системе сдвигов относятся Уссурийский, Арсеньевский, а также сдвиги Восточно-Сихотэ-Алинской сдвиговой зоны, расположенной между ЦСА и Прибрежным сдвигами (рис. 2). ТЛ (южный сегмент) и разлом Илань-Итун (ИИ) (рис. 1) образуют структуру S-образной формы (рис. 3), которую исследователи рассматривают как единый сдвиг [75, 77 и др.]. Однако собственно сдвиг ТЛ отличается от ИИ не только ориентировкой, но и значительно превосходящей амплитудой левых смещений, а также различиями синхронной кинематики (сдвиги по ТЛ сопровождались взбросами по ИИ), что позволяет рассматривать S-образную структуру как состоящую из сопряженных трансрегиональных разломов ТС- и БА- систем, развивавшихся парагенетически.

ТЛ (южный сегмент) развивался в два главных этапа [75, 77]: 1-й – поздняя юра–ранний мел – произошло крупномасштабное (700–800 км) левостороннее смещение; 2-й – конец раннего мела–кайнозой – разлом формировался как структура растяжения с развитием рифтовой долины, шириной 40–60 км (максимум 80 км). На фоне развития ТЛ на втором этапе, главным образом, как структуры растяжения, в кайнозойе периодически происходили малоамплитудные правые сдвиги. Позднечетвертичные правые сдвиги по ТЛ одновременны (исторические землетрясения) левосдвиговой активизации южного фланга Арсеньевского разлома Сихотэ-Алиня [47]. Синхронность левых и правых сдвигов объясняется смещением на ЮЗ блока коры, ограниченного этими разломами (рис. 1), что подтверждается установленными позднечетвертичными правыми сдвигами по разлому, ограничивающему трог ТЛ с востока [58], указывая на правостороннюю активность восточного блока коры. По-видимому, и эпизоды кайнозойских правых сдвигов по ТЛ, на которые указывают исследователи, также являются следствием смещения блока коры на ЮЗ вдоль Сихотэ-Алинских транзитных разломов, левосдвиговая кинематика которых в позднем мелу–кайнозойе, в отличие от ТЛ, продолжала быть главной.

Подтверждая доминирующее развитие ТЛ на втором этапе как структуры растяжения, в позднем мезозое–кайнозойе, главным образом, в палеогене, были сформированы Хуабей-Бохайваньский и Субей-

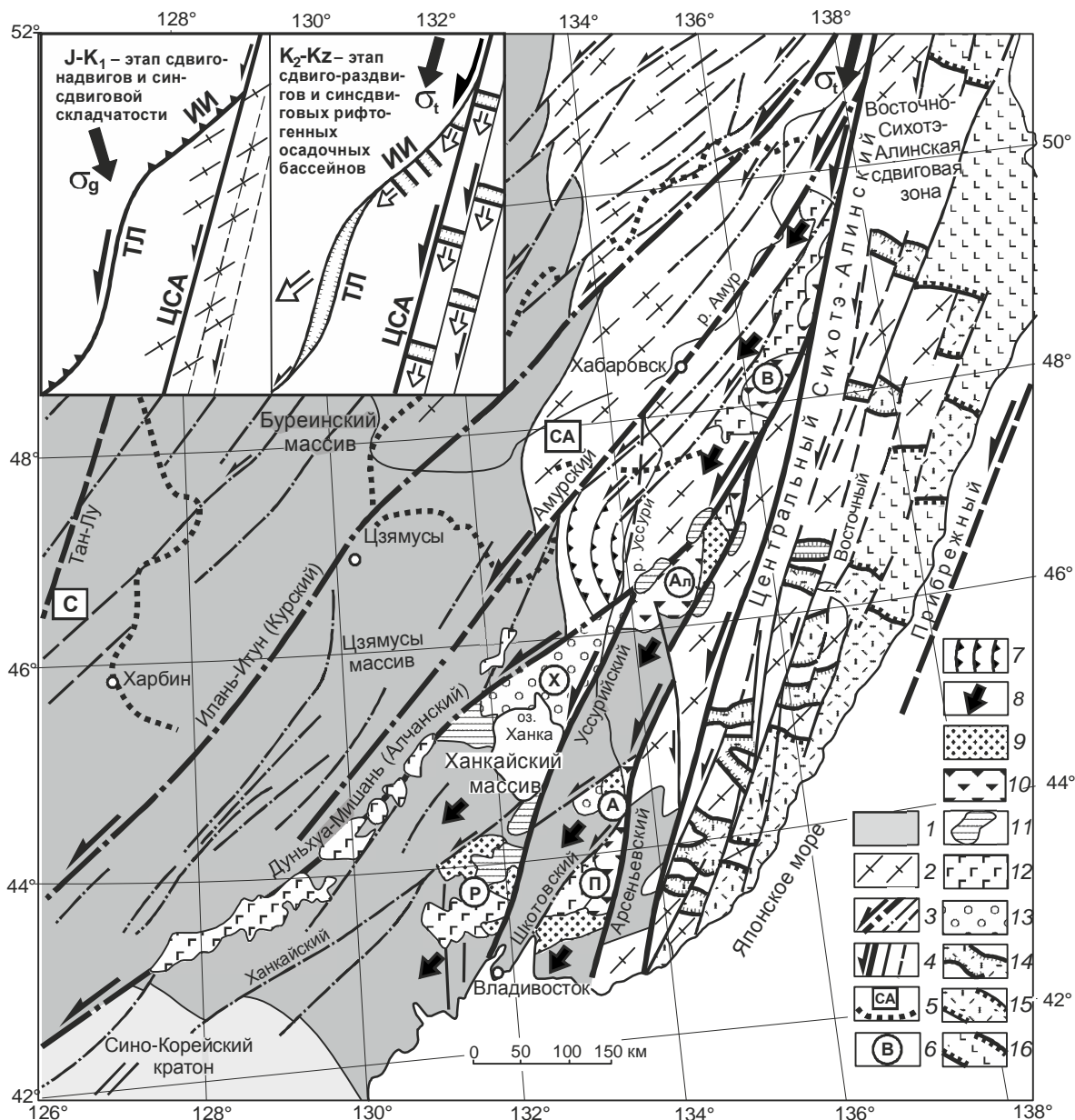


Рис. 2. Структурно-кинематическая схема сочленения Бохай-Амурской и Сихотэ-Алинской систем левых сдвигов (составлена с использованием материалов [7, 12, 38, 42, 44–46, 65 и др.]).

1 – архей-протерозойский композитный кратоноген (Буреинский, Цзямусы, Ханкайский массивы и Сино-Корейский кратон, пронизанные преимущественно палеозойскими гранитоидами и местами перекрытые чехлом фанерозойских субплатформенных образований); 2 – Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система; 3 – Бохай-Амурская система левых взбросо-сдвигов (тонкие линии – второстепенные, пунктир – предполагаемые или перекрытые); 4 – Сихотэ-Алинские левые сдвиги (тонкие линии – второстепенные, пунктир – предполагаемые или перекрытые); 5 – границы поздне меловых–кайнозойских рифтогенных осадочных бассейнов: Среднеамурский (СА), Сунляо (С); 6 – мел-кайнозойские клиновидные структуры растяжения: Восточно-Амурская (В), Алчанская (Ал), Партизанско-Суходольская (П), Арсеньевская (А), Ханкайская (Х), Раздольненская (Р); 7 – чешуйчато-надвиговая фронтальная структура сжатия Наданьхада; 8–13 – направление растягивающих усилий в клиновидных структурах (8) и компенсирующие их образования: конец раннего-поздне меловые терригенные осадки (9) и вулканиты (10), кайнозойские осадки (11) и базальты (12), плейстоцен-четвертичные осадки (13); 14–16 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс: сеноман-палеоценовые вулкано-структуры (корневые уровни вулканического чехла [50]) синдвигового растяжения (14), генерализованные границы зон синдвигового хрупкого растяжения коры, обеспечившего развитие поздне мелового циклового и среднего вулканизма (15) и наложенного кайнозойского базальтоидного вулканизма (16). Врезки. Схемы динамо-кинематических условий поэтапного развития трансрегионального структурного парагенеза. σ_g – направление генерального (инициативного) сжатия и его производного – тангенциального (касательного по отношению к ЦСА левому сдвигу) (σ_t); главные разломы парагенеза: Тан-Лу (ТЛ), Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСА), Илань-Итун (ИИ); полые стрелки – направления синдвиговых растяжений.

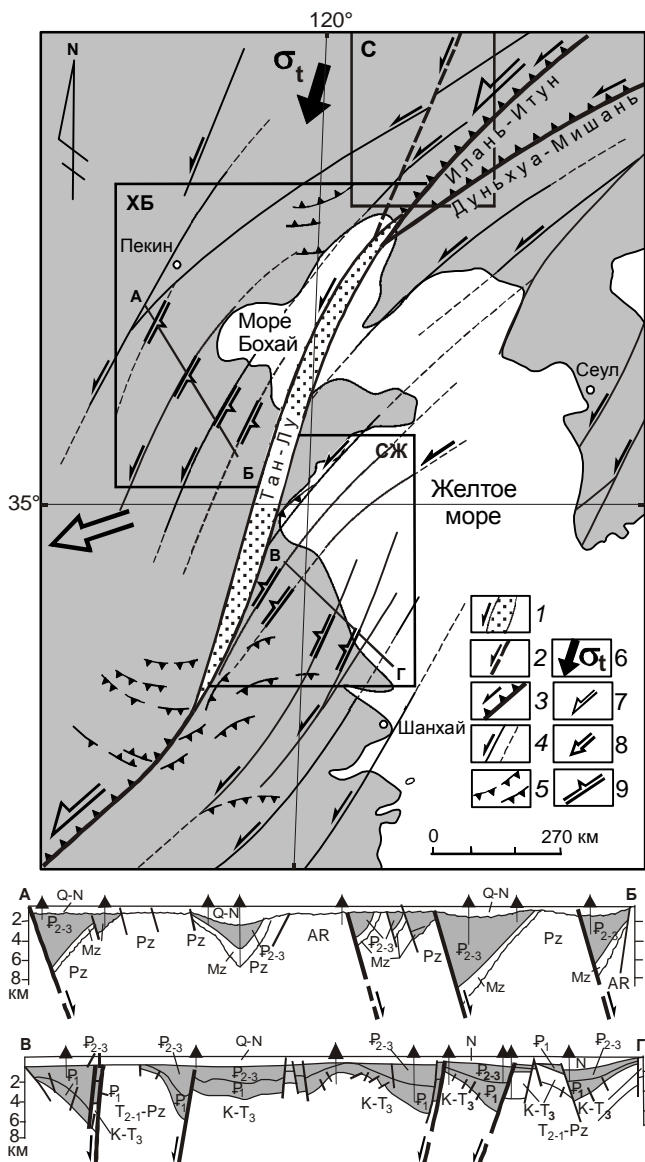


Рис. 3. Схема динамо-кинематических условий трансформации сдвига Тан-Лу в структуру растяжения (составлена с использованием материалов [75, 77–79 и др.]).

1 – левый сдвиг ТЛ, трансформированный в структуру растяжения на втором этапе развития; 2 – продолжение ТЛ (северный сегмент) в фундаменте ОБ Сунляо (С); 3 – главные взбросо-сдвиги БА системы; 4 – прочие сдвиги БА системы, трансформированные в сбросы в зоне растяжения ТЛ; 5 – шарьяжно-надвиговые системы, сформированные на флангах ТЛ (по [75, 77]); 6–9 – динамо-кинематическая обстановка, обусловившая растяжение ТЛ с формированием ОБ Хуабей-Бохайваньского (ХБ) и Субей-Желтоморского (СЖ): тангенциальное сжатие (6), левые сдвиги (7), направление растяжения (8), ступенчатые сбросы, направленные в сторону ТЛ (9, разрезы).

Амуро-Зейского ОБ, который практически непрерывно наращивает к ССВ бассейн Сунляо (рис. 1).

Таким образом, есть основание считать, что разлом ТЛ (южный сегмент) продолжается на ССВ (северный сегмент), контролируя формирование ОБ Сунляо и Амуро-Зейского (рис. 1). Вместе с тем, установленные в южном сегменте ТЛ левые сдвиги на сотни км на севере не проявлены, северная граница Сино-Корейского кратона по системе сдвигов ТЛ не смещена на эти расстояния. Было обращено внимание [75, 77] на развитие на окончаниях сдвига ТЛ (южный сегмент) надвигов, шарьяжей, ориентированных косо к сдвигу (рис. 3), что позволяло предположить возможную трансформацию сдвигов на флангах ТЛ в шарьяжно-надвиговые смещения. Это предположение подтверждается парагенетической синхронностью юрско-раннемеловых левых сдвигов ТЛ и БА диагональной разломной системы, развивавшейся в этот период в режиме дуплекса сжатия левых сдвигов ТЛ. Дуплекс сжатия формировался как система взбросо-надвигов, рассекающих кратоноген, и синседиментационных складчато-надвиговых чешуй юрско-раннемеловых осадочных комплексов к востоку от кратоногена (рис. 2). Листрическая морфология чешуй с выполаживанием сместителей в СЗ направлении и вергентностью складок на ЮВ, по-видимому, отражает выходы на земную поверхность синсдвиговых внутрикоровых субгоризонтальных срывов, амплитуды смещений по которым могли быть весьма значительными. Ширина дуплекса сжатия около 400 км (рис. 2). Предполагается, что система рассеянных по этой площади листрических надвигов и сопутствующее формирование чешуйчато-складчатой системы с тесно сжатыми складками (сосдвиговый орогенез) к позднему мелу сократили площадь юрско-раннемеловой сидементации не менее чем в 2 раза, что адекватно амплитуде горизонтального левостороннего смещения, сосредоточен-

Желтоморский ОБ, примыкающие к ТЛ (рис. 3). В поперечных разрезах ОБ проявлена их главная особенность строения – развитие односторонних грабенов, выполненных, преимущественно, палеогеновыми осадками, мощностью до 7–8 км. Зеркально симметричные ступенчатые сбросы, ограничивающие полуграбены, падают в сторону рифта ТЛ, указывая на его материнскую роль как структуры растяжения, S-образная форма которой свидетельствует о ее раскрытии в результате левосдвиговой активизации разломов БА-системы (рис. 3). К северу от сочленения разлома ТЛ с разломами БА-системы сформирован ОБ Сунляо (рис. 1, 3), ССВ-ориентировка протяженных грабенов и линейных мантийных астенолитов которого (рис. 4) позволяет сделать вывод о продолжении глубинного разлома ТЛ в фундаменте Сунляо. Идентично ориентированы и линейные грабены

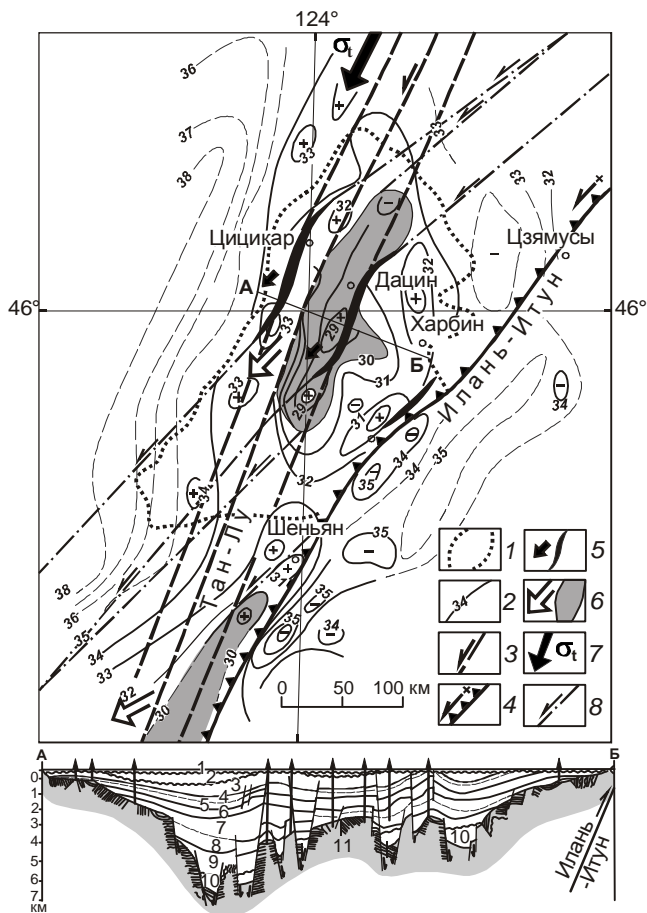


Рис. 4. Структурно-кинематическая схема формирования ОБ Суляо (составлена по материалам [68] из [15]).

1 – граница бассейна; 2 – изопахиты поверхности Мохо (км); 3 – продолжение системы сдвигов Тан-Лу в фундаменте бассейна; 4 – положение левого взбросо-сдвига Илань-Итун в основании континентальной коры; 5–8 – динамо-кинематическая обстановка, обусловившая растяжение сдвига ТЛ с формированием линейных грабенов (5) и мантийных астенолитов (6) (стрелки – направление растяжений); тангенциальное сжатие (7), левые сдвиги (8), наложенные на ТЛ.

Разрез А–Б. Вертикальный ряд цифр: 1 – позднекайнозойские отложения; 2–9 – меловые осадочные формации: 2 – Миншуй и Сыфантай (K_2 маастрихт–кампан), 3 – Нэньцзян (K_2 коньяк), 4 – Яоцзя (K_2 турон), 5 – Циньшанькоу (K_2 сеноман), 6, 7 – Цюаньтоу (K_1 апт–альб), 8, 9 – Дэнлоуку (K_1 готерив–баррем); 10 – позднеюрские образования; 11 – гетерогенный фундамент бассейна.

ного в узкой зоне разлома ТЛ. Синхронно идентичная чешуйчато-складчатая система формировалась и на южном фланге сдвига ТЛ. Дуплексы сжатия, в которых сдвиги трансформируются в надвиги, как известно, развиваются вдоль сдвигов дискретно и с разными суммарными амплитудами горизонтальных составляющих смещений, что является главной причиной неоднозначности амплитуд сдвигов на отдель-

ных участках транзитных разломов. Этим, по-видимому, можно объяснить и различие амплитуд сдвигов южного и северного сегментов ТЛ.

ЦСА левый сдвиг [11, 12] прослеживается более чем на 1000 км (рис. 2). По данным ГСЗ, разлом крутой и, проникая на глубину не менее 40 км, пересекает границу Мохо [1]. Как левый сдвиг разлом начал формироваться не позднее юры с продолжением в раннем мелу и активизацией в позднем мелу, выразившейся левосторонним смещением альб-сеноманских гранитоидов на 60–100 км. Левосторонние смещения по ЦСА происходили и в позднепалеоценовое время с амплитудой около 12 км [29], а опережающий его с запада меридиональный разлом (амплитуда левого смещения 30–40 км) был сформирован, в основном, в позднем сеноне [35]. Суммарная амплитуда левого сдвига по ЦСА определяется как 200 [11, 12] – 350, а возможно и более км [49, 76].

Арсеньевский левый сдвиг параллелен ЦСА, плавно сливаясь с ним на севере через Алчанский взбросо-сдвиг (рис. 2). По данным ГСЗ [1], разлом круто падает на ЮВ, пересекая границу Мохо на глубине около 40 км, содержит признаки взбросовых смещений. Амплитуды горизонтальных смещений по разлому не установлены, однако примыкающий к нему с востока блок, сложенный преимущественно юрско-раннемеловыми осадочными образованиями, характеризуется интенсивным развитием чешуйчато-складчатых и надвиговых структур с простиранием СВ 40–50°, косяя ориентировка которых к разлому под углом около 20–35° позволяет считать их парагенезами (дуплексы сжатия) весьма значительных левых смещений вдоль Арсеньевского разлома.

Уссурийский левый сдвиг [40] (рис. 2) наиболее уверенно прослеживается в ССВ направлении от Амурского залива до Алчанского взбросо-сдвига, к которому примыкает под острым углом. Разлом вдоль долины р. Уссури, возможно, продолжается и севернее. Амплитуда левого смещения на 50 км установлена к югу от оз. Ханка [51]. Вдоль правого борта Амурского залива в сдвиговые дислокации вовлечены кайнозойские осадки. Уссурийский, как и Арсеньевский левые сдвиги, примыкая через Алчанский взбросо-сдвиг к ЦСА сдвигу, являются его ветвями, по которым транслировались левые смещения северного фланга ЦСА сдвига.

Кроме вышеохарактеризованных левых сдвигов, к востоку от ЦСА установлена [38] система субпараллельных ему сдвигов (Восточный, Микулинский, Арминский и др.), образующих Восточно-Сихотэ-Алинскую сдвиговую зону, шириной не менее 150 км (рис. 2). Сдвиги, подобно гигантскому клива-

жу, пересекают континентальную кору, левосторонне смещая границы раннемеловых осадочных комплексов, а также массивы альб-сеноманских гранитоидов на амплитуды до 17–30 км. Сдвиги ограничивали крупные вулcano-тектонические структуры ЗСЗ простирающиеся (рис. 2), которые как дуплексы растяжения периодически раскрывались в течение сеномана–палеоцена, выполняя роль магмоподводящих каналов при формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Сдвиги определяли также кинематические условия структурирования позднемеловых–кайнозойских рудных месторождений, подтверждая свою активность в это время [38, 40–42, 46, 50 и др.].

Таким образом, разломы ТС-системы являются левыми сдвигами с амплитудами смещений до сотен км, развитие которых началось не позднее юры, возможно, в триасе [51]. Крупномасштабные левосторонние смещения по ТЛ в основном завершились к концу раннего мела. В дальнейшем ТЛ развивался, главным образом, как структура растяжения, в то время как по Сихотэ-Алинским левым сдвигам смещения продолжались до кайнозоя включительно.

Бохай-Амурская система, являясь одной из группировок приконтинентальной диагональной системы разломов, представлена, прежде всего, левыми взбросо-сдвигами Илань-Итун (ИИ) (в России – Курский) и Дуньхуа-Мишань (ДМ) (в России – Алчанский), которые, ответвляясь от ТЛ в направлении СВ 50–70° (рис. 1) и прослеживаясь от моря Бохай до р. Амур, под острым углом, примыкают к ЦСА левому сдвигу (рис. 2). Разломы БА-системы пересекают архей-протерозойский композитный кратоноген, левосторонне смещая его восточную границу на амплитуды до 100 км (рис. 2). Согласно законам структурного парагенеза, левые сдвиги БА-системы обеспечивали раскрытие сопряженного с ними сдвига ТЛ (рис. 1, 3). Следовательно, развитие ТЛ на втором этапе (конец раннего мела–кайнозой) как структуры растяжения отражает время главного эпизода левых сдвигов БА-системы (с позиций представлений о правосторонних смещениях по разломам БА-системы [9, 30 и др.] раскрытие ТЛ объяснить нельзя). Доминирующие растяжения произошли в палеогене, с формированием Хуабей-Бохайваньского и Субей-Желтоморского ОБ, что дает основание сделать вывод о значительной левосдвиговой активизации разломов БА-системы в этот период. Этот вывод подтверждается формированием вдоль разлома Илань-Итун кайнозойских ОБ типа пулл-апарт, в которых, как будет показано ниже, левосдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль.

Другой важной особенностью разломов БА-системы является их косая ориентировка по отношению

к ТС-системе левых сдвигов (рис. 1), отвечающая положению и развитию дуплексов сжатия последних (синсдвиговые взбросы, надвиги, складки). Время формирования разломов БА-системы как дуплексов сжатия коррелируется с развитием ТЛ на первом этапе (юра–конец раннего мела) в режиме левого сдвига. С завершением основных левосдвиговых смещений по ТЛ (конец раннего мела) БА-разломы прекращают функционировать в основном как структуры сжатия, трансформируясь в левые сдвиги. Эта кинематическая перестройка БА-системы разломов находит подтверждение в смене к позднему мелу основных кинематических характеристик разломов ИИ и ДМ.

Разлом ДМ до апта формировался как взбросо-надвиг, а затем трансформировался в левый сдвиг [8]. Идентичная близинхронная (середина альба) кинематическая перестройка наблюдается и в развитии разлома ИИ. Прослеживаясь вдоль ЮВ борта ОБ Сунляо (рис. 1, 2), разлом проявлен в подошве коры, где пересекает границу Мохо, взбрасывая ее на 4–5 км (рис. 4), по-видимому, отражая взбросовую кинематику, прежде всего, первого этапа развития ИИ, как структуры сжатия. На северо-востоке этот разлом с СЗ ограничивает Среднеамурский ОБ (рис. 2). На геоэлектрическом разрезе он выражен зоной пониженного сопротивления, круто наклоненной на СЗ и прослеживающейся на всю мощность литосферы [13]. Здесь развитие разлома как структуры сжатия (взброс) сопровождалось формированием складчато-надвиговой системы с ярко выраженной вергентностью складок на ЮВ и падением надвиговых сместителей на СЗ. Детальными исследованиями последовательности структурирования раннемеловых турбидитов (амурский комплекс) установлено, что оно происходило в два главных этапа [24, 25]. На первом этапе структуры формировались нормально к ССЗ сжатию, которое началось, по-видимому, не позднее юры и продолжалось до середины альба [25]. На втором этапе, после альба, стиль кинематики складчато-надвиговых структур амурского комплекса изменился со все нарастающей доминантой развития послонных и близпослонных левых сдвигов, сопровождаемых складками с крутыми и вертикальными шарнирами, осложняющими крылья сжатых складок с пологими шарнирами первого этапа деформации [25]. Второй этап, видимо, отражает время начала смены кинематики разлома ИИ от взбросовой к левосдвиговой с левосторонним разобшением восточной границы кратоногена на амплитуду около 50 км (рис. 2).

Чешуйчато-складчатые структуры Приамурья являются частью обширной Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой системы, развитой к востоку от архей-протерозойского кратоногена (рис. 2). Система

формировалась в течение юры–раннего мела и завершилась к позднему альбу с образованием осадочного чешуйчато-складчатого орогена, который в позднем мелу был размыв и несогласно перекрыт позднемеловым-кайнозойским чехлом Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (рис. 2). Чешуйчато-складчатые структуры орогена формировались как дуплексы сжатия Сихотэ-Алинских левых сдвигов [12, 38, 40, 44–46, 50, 51 и др.]. Идентичность простирания (СВ 50–70°) и природы (парагенезы левых сдвигов), а также синхронность формирования (юра–ранний мел) позволяют рассматривать первый взбросо-надвиговый этап развития БА-разломной системы и Сихотэ-Алинскую чешуйчато-складчатую орогенную систему как единую систему региональных структур сжатия – парагенезов ТС-системы левых сдвигов. С началом трансформации БА-системы разломов из структур сжатия на левые сдвиги началось развитие осадочных структур растяжения, контролируемых формированием ОБ в течение позднего мела–кайнозоя.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СОСДВИГОВЫХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ.

В зависимости от ориентировки и морфо-кинематических особенностей региональных сдвигов, контролируемые ими ОБ характеризуются индивидуальными чертами строения и развития четырех типов: 1) ОБ сдвига ТЛ, 2) ОБ Бохай-Амурской системы сдвигов, 3) ОБ участков сопряжения сдвигов ТС и БА систем, 4) ОБ Восточно-Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов.

ОБ глубинного сдвига ТЛ представлены Субей-Желтоморским (СЖ), Хуабей-Бохайваньским (ХБ), Сунляо (С) и Амуру-Зейским (АЗ), образующими рифтогенную зону протяженностью около 3000 км (рис. 1). Южный сегмент рифтогена сформирован на континентальной коре с сокращенной мощностью на 10–15 км и характеризуется высоким термальным градиентом. Растяжение южного сегмента ТЛ началось с конца раннего мела и эпизодически происходило до конца кайнозоя с формированием рифта, который заполнялся молассой, красноцветами, а на некоторых участках – базитовыми вулканиками. Плейстоценовые базаниты с включениями свидетельствуют о роли разлома как магмоподводящего канала, проникающего на глубину до 70–90 км [75]. Примыкающие к рифтовой долине СЖ и ХБ осадочные бассейны (рис. 3) следует рассматривать как противоположные борта обширной рифтогенной структуры растяжения, симметрия которой обусловлена встречными крутопадающими ступенчатыми

сбросами в направлении ее осевой зоны (рис. 3, разрезы). Так же симметричны и линейные грабены осадочных бассейнов С и АЗ (рис. 4, 5), сформированные вдоль северного сегмента ТЛ. Наиболее глубокие грабены получили развитие над вовлеченными в растяжение глубинными разломами сдвиговой зоны ТЛ. S-образная форма грабенов (рис. 3, 4) несомненно означает идентичность механизма растяжения разлома ТЛ на всем его протяжении, как следствие левосдвиговых смещений по разломам диагональной системы. Однако растяжения не были строго синхронными, что проявлено в достаточно отчетливо выраженных различиях основных этапов формирования стратифицированных бассейновых отложений. Так растяжение южного сегмента ТЛ с формированием осадочных бассейнов СЖ и ХБ происходило преимущественно в палеогене (рис. 3, разрезы). Главным эпизодом развития ОБ Сунляо был меловой период (рис. 4), когда накопилось более 7000 м осадков [15] с наибольшей просадкой бассейна в период апт-коньяк [68]. Амуру-Зейский бассейн формировался, главным образом, в течение поздней юры–раннего мела (рис. 5).

Таким образом, растяжение ТЛ было дискретным с миграцией растяжений с СВ на ЮЗ, что можно объяснить очередностью левосдвиговой активизации диагональной системы разломов с СЗ на ЮВ. Прежде всего, активизировалась Охотско-Хинганская система левых сдвигов (рис. 1), обусловившая формирование в поздней юре–раннем мелу одноименного вулканического пояса, механизм осадочного растяжения магмоподводящих каналов которого, по-видимому, идентичен установленному на примере Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [40, 42, 50, 53 и др.]. Синхронно в растяжение был вовлечен СВ фланг ТЛ с развитием Амуру-Зейского ОБ, содержащего значительные объемы вулканитов этого возраста [15]. К концу раннего мела активизация сдвигов продвинулась к ЮВ с формированием преимущественно на границе позднего и раннего мела (апт-коньяк) ОБ Сунляо. И, наконец, в позднем мелу и, прежде всего, в кайнозое левосторонне активизировалась БА-система разломов, обусловившая растяжение южного сегмента ТЛ. Миграция левосдвиговой активизации диагональной системы разломов на ЮВ, по-видимому, осложнялась многократным наложением новых активизаций, и не обязательно сдвиговых, что объясняет отсутствие четких временных границ формирования ОБ на всем протяжении ТЛ, за исключением асинхронности доминант их развития как структур осадочного растяжения. Обращают на себя внимание явно выраженные перекосы ОБ Сунляо и Амуру-Зейского с размывом их ЮВ бортов

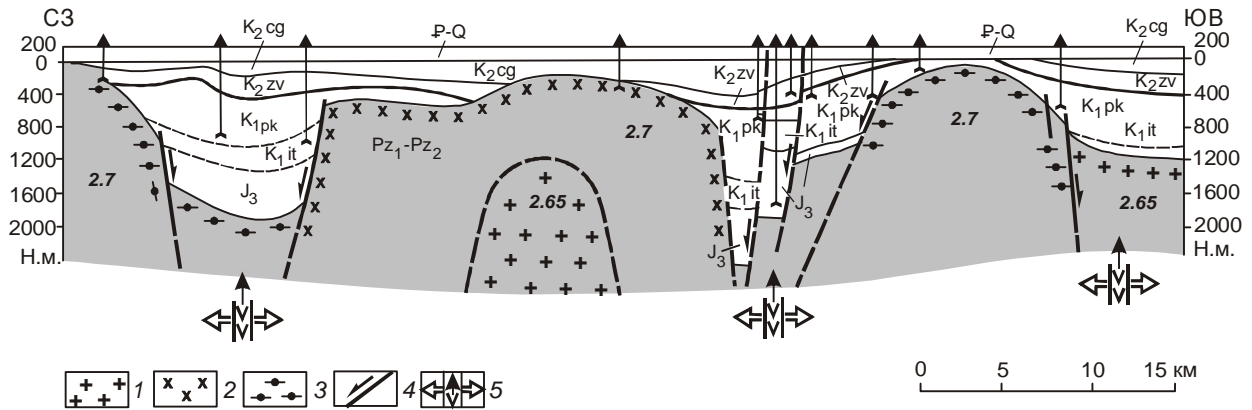


Рис. 5. Схематический разрез Амуро-Зейского бассейна (по [2, 54] из [15]).

1–3 – фундамент бассейна: граниты (1), диориты (2), гнейсы (3) (цифрами указана плотность пород); 4 – сбросы; 5 – предполагаемое положение глубинных разломов сдвиговой зоны ТЛ, растяжение которых обусловило сбросовую просадку и поступление магм в ОБ.

Стратиграфический разрез выполнения бассейна: J_3 – екатеринославская свита (поздняя юра), K_{1it} – итикутская свита (берриас–валанжин), K_{1pk} – поярково-валанжинская свита (готерив–нижний альб), K_{2zv} – завитинская свита (турон–кампан), K_{2cg} – цагайновская свита (маастрихт–даний), P-Q – зейская серия (палеоген–четвертичная).

(рис. 4, 5), что объясняется наличием в левосдвиговом смещении по разломам, ограничивающим бассейн с ЮВ, взбросовых составляющих, обуславливающих син- и постседиментационное воздымание примыкающих к взбросо-сдвигам бортов ОБ (рис. 4).

ОБ Бохай-Амурской системы сдвигов контролируются, прежде всего, Илань-Итунским левым сдвигом. В Китае относительно неширокие, но протяженные кайнозойские ОБ вдоль разлома размещены практически непрерывно (рис. 6, врезка). Динамо-кинематическая природа их развития трактуется по-разному, в том числе и как структуры типа пулл-апарт [66]. К этому типу, по-видимому, относится ОБ Танюань (рис. 6), примыкающий с ЮЗ к Средне-амурскому ОБ (СОБ). Обладая формой вытянутого ромба, он формировался в зоне смыкания несоосных левых сдвигов в режиме трансенсии, что определило дискретное сосдвиговое растяжение фундамента с развитием инфраструктуры ОБ в виде присдвиговых локальных впадин с примерно равным (15–20 км) шагом между их депоцентрами (рис. 6). Эшелонированное размещение впадин, тем более с равным шагом – прямое свидетельство развития сдвига в консолидированной коре, в которой передается действие сил с закономерной пространственной организацией

присдвиговых структур растяжения в условиях сжатия*. Локальные впадины ковшеобразны с наклоном на ЮВ в направлении материнских сдвигов, трансформированных на этих участках в сбросы, фиксирующих положение структур сосдвигового растяжения фундамента. Структуры присдвиговых растяжений фундамента, по аналогии с рудными месторождениями, это, прежде всего, вовлеченные в растяжения системы разрывов СЗ ориентировки, поперечные сдвигам, с одной стороны, инициировали формирование локальных рифтогенных впадин с углегенезом, а с другой – могли создавать условия для миграции глубинных УВ флюидов. Принципиальная модель роли геодинамического фактора в структурировании впадин, условий углегенеза, возможного поступления глубинных углеводородов, генерации газов и их миграции приведена на разрезе АБ (рис. 6).

Локальные впадины разделены разломами (рис. 6), поперечная ориентировка которых к ограничивающим бассейн материнским разломам позволила отнести их к типу трансферных зон [80]. Структурные перемычки между отдельными впадинами достаточно широко проявлены в рифтовых поясах и именуется зонами аккомодации, природа которых трактуется неоднозначно. В нашем случае эти разломы, располагаясь преимущественно над разделяющими впадинами выступами фундамента, при ширине до 5 км, характеризуются сложно-извилистыми очертаниями (рис. 7) и представляют собой достаточно глубокие расщелины, заполненные озерными турбидитами, переходящими в глубоководные фации,

*Равношаговое развитие присдвиговых растяжений установлено в структурах рудных месторождений [45] и используется в прогнозных оценках размещения рудных тел, что предполагает идентичный подход в прогнозах размещения отдельных впадин в присдвиговых ОБ типа пулл-апарт.

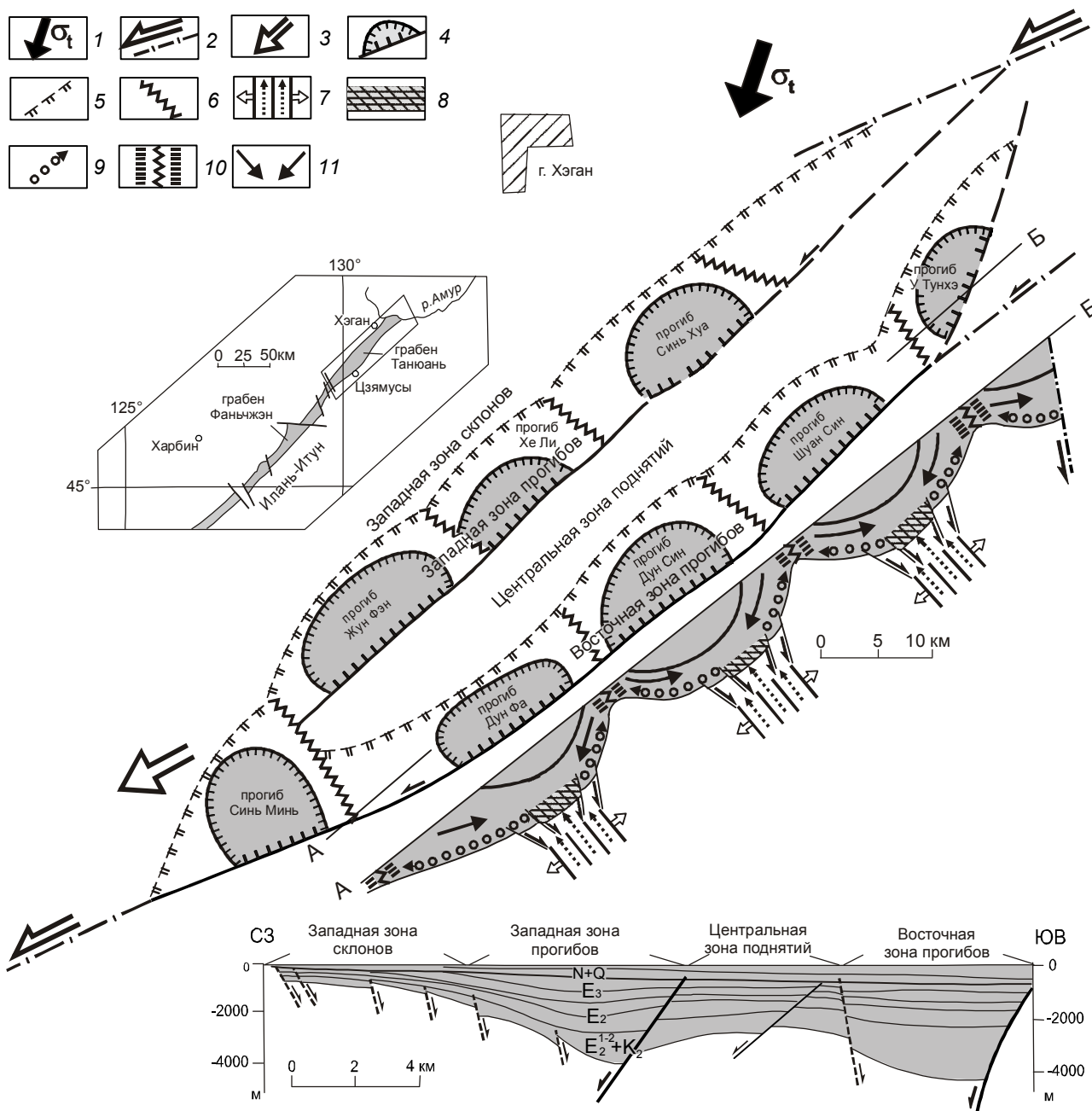


Рис. 6. Схема динамо-кинематических условий формирования грабена Танюань (составлена на основе структурной схемы [67] из [22]).

1–3 – направление регионального сжатия (1) с формированием несоосных сдвигов (2), составляющих разлом Илань-Итун, и направление растяжений (3) в дуплексе смыкания (грабен Танюань) несоосных сдвигов; 4 – дискретная трансформация сдвигов в сбросы на участках сосдвигового растяжения фундамента с образованием локальных прогибов; 5 – генерализованные СЗ границы зон развития антитетических сбросов; 6 – трансферные разломы (предполагаемые гравитационно-оползневые структуры растяжения, сформированные над выступами фундамента, разделяющими локальные прогибы). Разрез СЗ–ЮВ. Поперечное строение грабена, по [67] из [22]. Сплошные линии – сдвиги, трансформированные в сбросы, пунктирные – антитетические сбросы.

Разрез А–Б. Принципиальная модель структурно-динамических условий формирования впадин, углегеоза, генерации газов и миграции глубинных углеводородов: 7 – зоны сосдвиговых растяжений фундамента с развитием сбросов и поступлений глубинных флюидов; 8–10 – депоцентры впадин с наиболее благоприятными условиями углегеоза, генерации газов из углей (8) и их дальнейшей миграции (9) в направлении гравитационно-оползневых синседиментационных структур растяжения (10); 11 – направления сползания осадочных комплексов в депоцентры прогибов с формированием синседиментационных тыловых структур растяжения и фронтальных структур нагнетания в депоцентрах впадин.

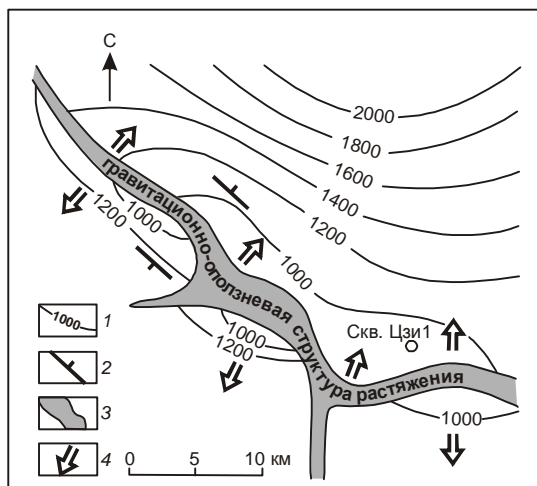


Рис. 7. Пример морфологии и схема кинематики развития предполагаемой гравитационно-оползневой структуры растяжения (составлена по материалам [67] из [22]).

1 – изолинии мощности осадочного чехла, в м; 2 – направления падения бортов смежных прогибов; 3–4 – морфология гравитационно-оползневой структуры растяжения (3) и кинематика ее формирования как следствие синседиментационного сползания осадочных комплексов с выступа фундамента в направлении депоцентров смежных впадин (4).

мощность которых достигает нескольких сотен метров, определяя их важную роль в концентрации углеводородов [22, 80]. Морфо-кинематические особенности этих разломов отвечают характеристикам структур растяжения. Важно обратить внимание на то, что морфологически идентичные, относительно непротяженные структуры растяжения ориентированы не обязательно на СЗ, поперек материнским разломам, а характеризуются и иными простираниями [67], дискретно обрамляя депоцентры впадин. Согласно предложенной модели (рис. 6, разрез АБ), эти структуры вполне могли быть тыловыми гравитационно-оползневыми структурами растяжения, сформировавшимися в результате синседиментационного соскальзывания осадочных комплексов с бортов впадин в направлении их депоцентров, продолжавших погружаться, что подтверждается развитием в депоцентрах некоторых ОБ, например, Приморья, структур нагнетания [33].

Разломы, контролирующие грабен Танюань, прослеживаются на северо-востоке вдоль СЗ борта СОБ (рис. 8) и рассматриваются как Лобэй-Бирофельдское звено Илань-Итунской ветви сдвигов со значительной раздвиговой компонентой [5, 22] (рис. 9). Вдоль ИИ и оперяющих его сдвигов бассейны размещены эшелонированно, что свидетельствует о растяжениях фундамента в сдвиговом поле в обста-

новке сжатия. Грабены Преображенский и Бирофельдский, как и Танюань, сформированы в ромбовидном дуплексе растяжения несоосных левых сдвигов (рис. 9). Полное сходство с инфраструктурой Танюань обнаруживается на нижнем структурном плане в морфологии отражающего горизонта H_{70} , установленного сейсморазведкой [37] (рис. 10). Здесь, как и в Танюань, наблюдаются морфологически идентичные и размещенные с тем же, равным 15–20 км, шагом ковшеобразные локальные впадины, погружающиеся на ЮВ в направлении материнского сдвига ИИ. В поперечных разрезах грабены асимметричны (рис. 9). Юго-восточные борта крутые, оформленные крутопадающими на СЗ материнскими сдвигами, трансформированными на участках растяжения фундамента бассейнов в сбросы. Северо-западные – напротив, пологосклонные, что можно объяснить развитием системы падающих на ЮВ сбросов, антитетических по отношению к материнским сбросам. Амплитуды антитетических сбросов по мере их удаления от депоцентров впадин (структур растяжения фундамента) постепенно убывали с формированием ступенчато-пологосклонных СЗ бортов грабенов. Грабены выполнены кайнозойскими, а, возможно, в наиболее погруженных частях и верхнемеловыми осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями [5, 22 и др.], отражая время левосдвиговой активизации разлома ИИ с синхронным растяжением южного сегмента ТЛ.

В фундаменте СОБ разломы БА системы проявлены повсеместно, а наиболее значимо – вдоль его бортов (рис. 8). Разломы ЮВ борта СОБ оперяют ЦСА левый сдвиг. Наиболее детально исследованный Переяславский грабен, сформированный вдоль одноименного сдвига, состоит из локальных прогибов с равным (15–20 км) между их депоцентрами шагом (рис. 11), демонстрируя полное сходство с инфраструктурой грабенов, контролируемых Илань-Итунским левым сдвигом (рис. 6, 10). Локальные впадины также асимметричны (рис. 12), ЮВ борта оформлены конседиментационными крутыми сбросами, которые, выходясь, образуют листрические сбросы, по-видимому, наследующие чешуйчато-надвиговую протоструктуру фундамента СОБ [24], сформированную на первом этапе развития БА-системы разломов (юра–ранний мел), как структур сжатия. На втором этапе, главным образом в кайнозое, в результате трансформации взбросо-надвиговой кинематики разломов на сдвиговую, на участках развития присдвиговых структур растяжения произошли сбросовые смещения по крутым и пологим сместителям с образованием ковшеобразных локальных

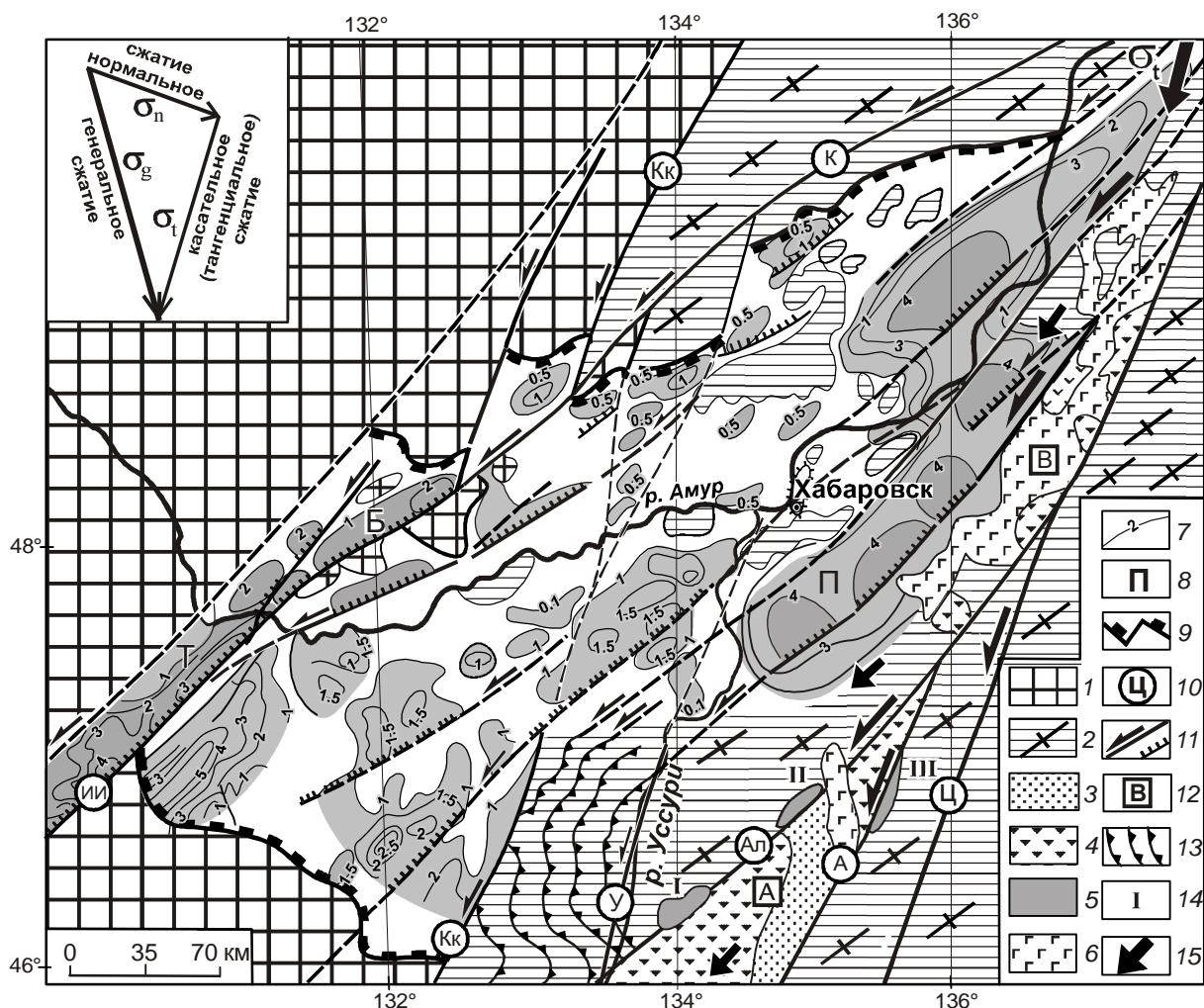


Рис. 8. Схема строения и динамо-кинематических условий формирования Среднеамурского осадочного бассейна (составлена по материалам [5, 22–25, 28 и др.]).

1 – Цзямусы-Буреинский массив (докембрийские кристаллические породы); 2 – Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система (простираения структур показаны штрихами), сложенная юрско-меловыми преимущественно терригенными отложениями и, реже, палеозой-раннемезозойскими кремнисто-терригенными образованиями; 3–4 – конец раннего мела–поздне-меловые осадки (3) и вулканогенно-осадочные отложения (4); 5–6 – кайнозойские осадки (5) и неоген-четвертичные базальты (6); 7 – изопакиты осадочного чехла (по [16]); 8 – главные грабены: Т – Танюань, Б – Бирофельдский, П – Переяславский; 9 – генерализованные границы бассейна; 10 – региональные разломы Сихотэ-Алинской системы сдвигов (тонкий пунктир – перекрытые): Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский, У – Уссурийский, Кк – Куканский, и Бохай-Амурской системы взбросо-сдвигов: ИИ – Илань-Итун, К – Курский, Ал – Алчанский; 11 – Бохай-Амурская система сдвигов, дискретно трансформированных в сбросы на участках соседвигового растяжения фундамента (пунктир – предполагаемые); 12 – клиновидные структуры растяжения: В – Восточно-Амурская, А – Алчанская; 13 – чешуйчато-надвиговая фронтальная структура сжатия Наданьхада; 14 – кайнозойские впадины Алчанской структуры: I – Нижнебикинская, II – Алчанская, III – Среднебикинская; 15 – направления соседвиговых растяжений в клиновидных структурах.

Врезка – направления генерального (инициативного) сжатия (σ_g) и его производных (σ_n , σ_t).

впадин. Придерживаясь мнения, что кайнозойский этап развития СОБ контролировался обстановкой растяжения, обусловленной изостатическим выравниванием участка зоны коллизии, обладавшей повышенной мощностью земной коры [24, 25], эти исследователи пришли к выводу и о несомненной одновременности растяжений и сдвиговых перемещений, склоняясь к левосдвиговым.

Переяславская группа разломов параллельна транзитному Дуньхуа-Мишаньскому (Алчанскому) левому сдвигу (рис. 8, 11), свидетельствуя об их кинематической идентичности развития. Левосдвиговые смещения по разломам, по-видимому, обусловлены тангенциальным сжатием, направленным на ЮЮЗ вдоль ЦСА сдвига (рис. 8, 11). Ограниченные сдвигами узкие блоки коры в процессе смещений

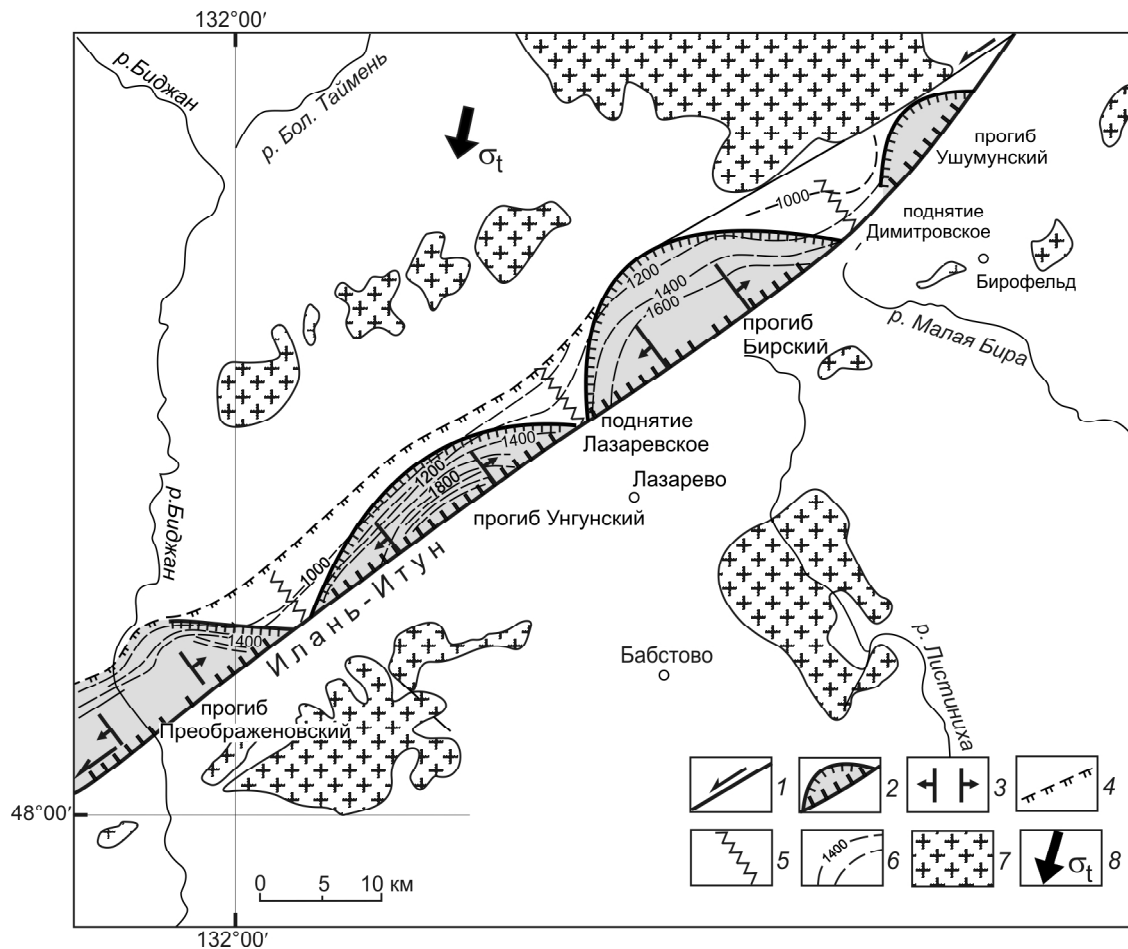


Рис. 10. Инфраструктура и схема геодинамики структурирования нижних уровней Преображенско-Бирофельдского грабена (схема составлена на основе морфологии отражающего горизонта N_{70} , установленного сейсмо-разведкой [37]).

1–3 – материнский сдвиг (1) и участки сдвигов, трансформированных в сбросы с образованием локальных прогибов (2) над структурами сосдвигового растяжения фундамента (3); 4 – генерализованная СЗ граница зоны развития антитетических сбросов; 5 – осевые линии антиформных выступов фундамента, разграничивающих локальные прогибы с возможным развитием здесь гравитационно-оползневых структур растяжения; 6 – изолинии глубин (м) отражающего горизонта N_{70} ; 7 – выходы пород фундамента, по данным аэромагнитной съемки; 8 – направление тангенциального сжатия.

испытывали дискретное растяжение (режим трансенсии) с формированием локальных впадин и очагов базитового вулканизма (рис. 11). Синхронно, в тылу смещавшихся на ЮЗ блоков коры, вдоль ЦСА разлома формировалась зона растяжения, определявшая развитие здесь в позднем мелу–кайнозое (с активизацией в четвертичное время) протяженной вулканоструктуры, названной Восточно-Амурской (рис. 2, 11). Синхронно с тыловым растяжением формировалась фронтальная чешуйчатонадвиговая структура Наданьхада, аномальная субмеридиональная ориентировка которой объясняется наличием упора в виде жесткого массива Цзямусы (рис. 2). Если исходить из представлений о правосторонних смещениях по этой системе разломов, обусловленных ВСВ региональным сжатием

(следствие удаленного эффекта Индо-Евразийской коллизии [9 и др.]), то в зоне их сочленения с ЦСА глубинным разломом должны формироваться структуры сжатия, что противоречит приведенным фактам.

ОБ участков сопряжения сдвигов ТС и БА систем морфологически выражены в виде структур клиновидной формы, получивших развитие в зонах смыкания Сихотэ-Алинских левых сдвигов с левыми сдвигами БА-системы и, прежде всего, с Алчанским левым сдвигом (рис. 2). Д. Кроуэлл [64], исследовавший клинообразные структуры, ограниченные сочленяющимися сдвигами, выделил две принципиально различные динамические обстановки их развития: в условиях схождения сдвигов (смещения в направлении вершины клина) структура испытывает сжатие с

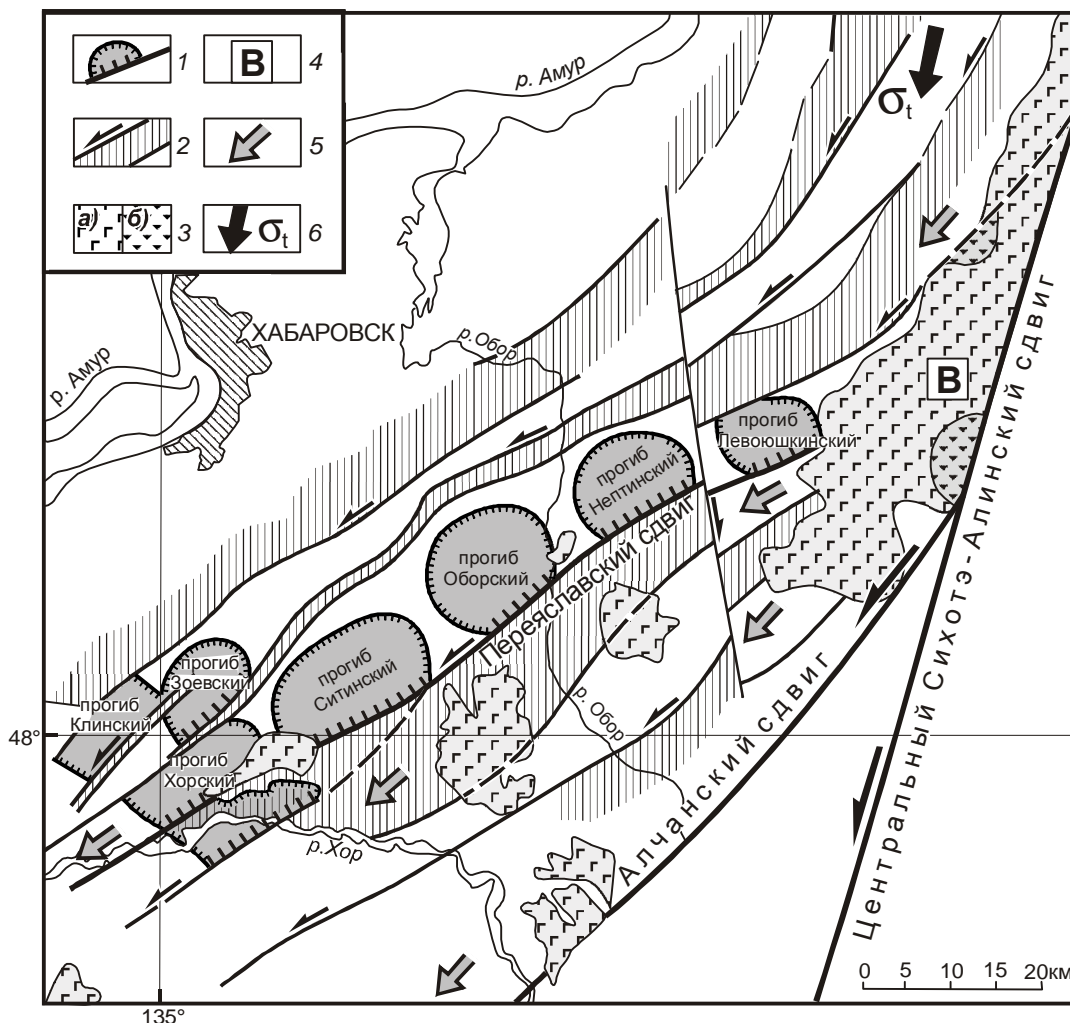


Рис. 11. Структурно-кинематическая схема формирования Переяславского грабена (юго-восток Среднеамурского бассейна) (составлена с использованием материалов [23]).

1 – Переяславский левый сдвиг, контролирующей формирование одноименного грабена, состоящего из локальных впадин; 2 – выступы складчатого фундамента, ограниченные сдвигами (по геофизическим данным [23]); 3 – кайнозой-четвертичные базальты (а) и позднемеловые вулканогенно-осадочные комплексы (б); 4 – Восточно-Амурская вулканоструктура, сформированная на участке растяжения ЦСА сдвига; 5 – направление растяжений фундамента; 6 – касательное (тангенциальное) сжатие, продуцированное в результате левостороннего смещения блока коры вдоль ЦСА глубинного разлома (следствие генерального сжатия).

воздыманием, а в условиях расхождения (смещения от вершины клина) структура подвергается растяжению и опускается с проявлением вулканизма и формированием осадочных бассейнов. В нашем случае, в условиях расхождения сдвигов, в тылу смещавшихся на ЮЗ клиновидных блоков коры, в их вершинах (рис. 2) происходило растяжение коры, которое началось в конце раннего мела и прерывисто-непрерывно продолжалась в позднем мелу и в кайнозое, что синхронно времени развития вдоль левого сдвига Илань-Итун ОБ типа пулл-апарт и формированию южного сегмента ТЛ в режиме растяжения. Проявление в некоторых клино-

видных структурах и дислокаций сжатия (надвиги, складчатость) объясняется их развитием в общем поле сжатия, а также возможной периодической сменой послелеальбского сдвигового этапа развития БА-системы разломов в доальбский режим, как дуплексов сжатия ТС-системы левых сдвигов.

В условиях расхождения Алчанского и Арсеньевского левых сдвигов, как показали [8], в апт-сеномане сформирован клиновидный Алчанский бассейн (рис. 2, 8). Однако представления о смене в кайнозое левосторонних сдвигов на правосторонние с формированием в этом бассейне Нижнебикинской угленосной впадины [9] вряд ли оправданы, и не только по-

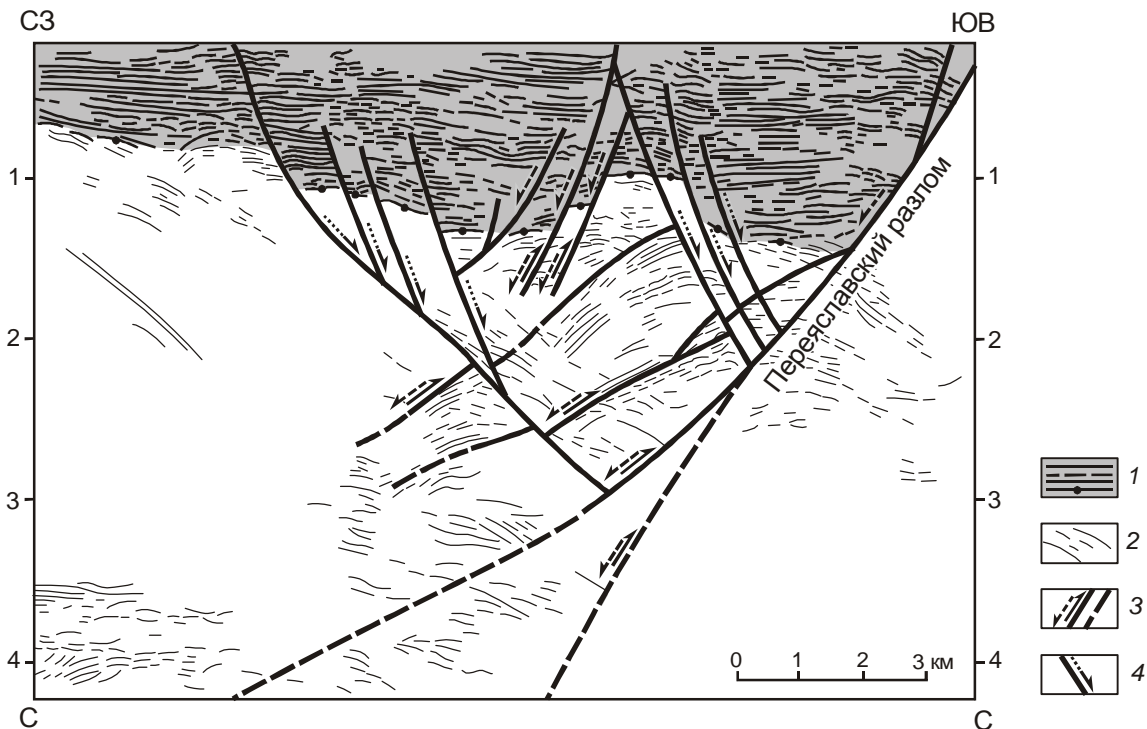


Рис. 12. Строение Переславского грабена (Ситинский прогиб) (по [25] с некоторыми дополнениями в части интерпретации возможных изменений кинематики разломов).

1 – рефлекторы осадочного выполнения (жирной точкой показана подошва); 2 – рефлекторы фундамента; 3 – взбросо-надвиги (сплошная стрелка), трансформированные в сдвиги, дискретно в сбросы (пунктирная стрелка) на участках сосдвигового растяжения фундамента; 4 – антитетические сбросы.

тому, что конкретные правые сдвиги здесь не установлены, но и в связи с тем, что в случае смены левых сдвигов на правые, в результате ВСВ сжатия [9], Алчанский и Арсеньевский сдвиги должны были формироваться в режиме схождения и, следовательно, с кардинальной перестройкой динамики развития бассейна от растяжения к сжатию и воздыманию, не благоприятным для проявлений вулканизма и осадконакопления.

ОБ Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов сформированы на участках растяжения относительно узких блоков коры, ограниченных сдвигами [40, 42, 43, 45 и др.]. К этому типу структур относятся кайнозойские бассейны: Верхнебикинский, Зеркальненский и др. в Восточном Приморье и Краскинский, Пойменский, Нарвский, Угловский и др. в Западном и Южном Приморье. В зависимости от ширины блоков бассейны изометричны или, чаще всего, вытянуты в ЗСЗ направлении, ориентируясь поперек сдвигам. Некоторые из них содержат значительные объемы вулканитов и, прежде всего, базальтов. Этот тип ОБ по механизму формирования (дуплексы растяжения сдвигов), морфологии и ориентировке в плане идентичен вулкано-

тектоническим структурам растяжения, широко развитым в Восточном Приморье (рис. 2). Установлено, что вулкано-структуры в результате активизации сдвигов многократно раскрывались, выполняя роль магмоподводящих каналов при формировании в позднем мелу–кайнозое вулканического чехла Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [42, 44, 50, 53 и др.]. К кайнозое система структур сосдвигового растяжения расщелила всю мощность континентальной коры, достигнув мантии, что объясняет широкое проявление базитового вулканизма на последних стадиях формирования пояса. Растяжение коры обусловило сокращение ее мощности в пределах пояса до 20 и менее км с синхронным подъемом мантии, демонстрирующим пассивный рифтогенез. Наиболее масштабные сосдвиговые раздвиги континентальной коры произошли в позднем кайнозое к юго-востоку от вулканического пояса, что привело к еще более высокому подъему границы Мохо с формированием коры океанического типа в относительно молодых глубоководных впадинах Японского моря [40, 44, 45, 53].

В строении континентальной коры в структурах сосдвигового растяжения наблюдается ее утонение

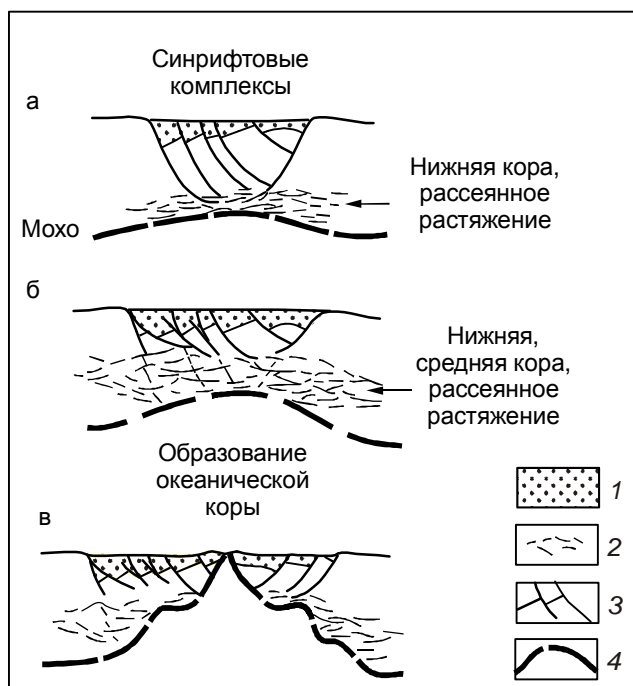


Рис. 13. Принципиальная схема последовательности развития рифтовых структур в условиях растяжения (по [71]).

1 – синрифтовые отложения; 2 – область латерального растяжения в нижней (а) и частично в средней (б) коре; 3 – сбросы; 4 – граница Мохо.

на разные величины – от сокращения мощности на 10–15 км в эпиконтинентальных бассейнах до полного ее отсутствия в глубоководных впадинах окраинных морей. Эти структуры роднит важное морфологическое сходство – кора в их пределах выражена в виде двояковогнутой линзы, в форме, известной в тектонофизике, так называемой, шейки растяжения. Такой формы сосдвиговое растяжение коры с сокращением ее мощности, с одной стороны, обусловило нисходящие сбросовые просадки с формированием ОБ, с другой – синхронное встречное воздымание мантии, демонстрирующее пассивный рифтогенез [40, 53]. Отсюда следует, что формирование ОБ и глубоководных впадин, как и синхронный подъем мантии с инъекцией мантийных астенолитов, – процессы вторичные, обусловленные сосдвиговым растяжением континентальной коры. Наши представления о континентальном рифтогенезе в условиях сдвигового режима восточной окраины Азии [40, 42, 44 и др.] нашли подтверждение, например, в последовательности формирования рифтовых структур вследствие растяжений коры при развитии кайнозойского Восточно-Африканского рифтового пояса (рис. 13) [71].

ДИНАМО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПОЭТАПНОГО РАЗВИТИЯ ТАН-ЛУ–СИХОТЭ-АЛИНСКОГО СТРУКТУРНОГО ПАРАГЕНЕЗА (ЗАКЛЮЧЕНИЕ)

В развитии трансрегионального структурного парагенеза установлено два главных этапа, обусловленных изменением направлений доминирующих векторов сжатия (рис. 2, врезки). Природа поэтапной смены направлений сжатия обоснована фундаментальными исследованиями, начиная с [60, 63, 69, 70 и др.], согласно которым после образования сдвига (следствие первичного генерального сжатия) условия напряжений непременно меняются, создаются новые поля напряжений, обеспечивающих закономерную последовательность разнопланового тектонического структурирования. Первый сдвиг-надвиговый этап (юра–ранний мел) развивался в условиях главного сжатия, ориентированного на ЮЮВ и генерированного силами давления континентальных масс в этом направлении (рис. 1). В этих динамических условиях синхронно формировались ТС система левых сдвигов и их структурные парагенезы (дуплексы сжатия) – БА-система взбросо-надвигов и Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система (сосдвиговый ороген). К позднему мелу левосдвиговые смещения по ТЛ в основном прекратились, но продолжались по системе сдвигов Сихотэ-Алиния и, прежде всего, вдоль ЦСА глубинного разлома. В созданных структурно-кинематических условиях возникли вторичные поля напряжений, выраженные тангенциальным (касательным, скальвающим) (σ_t) и нормальным (σ_n) по отношению к ЦСА сдвигу сжатиями (рис. 1, 8, диаграммы). Особо важная роль в региональном структурировании принадлежит тангенциальному сжатию ЮЗ 205–210°, генерированному левым смещением коры вдоль ЦСА сдвига, обусловившему смену кинематики опережающих его крутопадающих разломов БА-системы от взбросов к левым сдвигам (второй этап) (рис. 2). В результате левосдвиговой активизации разломов Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань в позднем мелу–кайнозое южный сегмент сдвига ТЛ, согласно законам структурных парагенезов, формировался как структура растяжения, с развитием на ее противоположных бортах, главным образом, в кайнозое ОБ Субей-Желтоморского и Хуабей-Бохайваньского. Синхронно вдоль разломов БА-системы формировались бассейны типа пулл-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль. Размещение вдоль сдвигов впадин, тем более равношаговое, свидетельствует о развитии сдвигов в консолидирован-

ной коре (фундамент ОБ) в режиме транстенсии (сдвиг с растяжением). Транстенсия обеспечивалась нормальным к сдвигам сжатием ЮВ 140–160°, которое, согласно законам тектонофизики, сдерживало сдвиговые смещения, создавая динамо-кинематическую обстановку развития синсдвиговых локальных структур растяжения, инициирующих сбросовую просадку с формированием ОБ. Синхронно в заполняющих впадины осадочных комплексах на фоне сбросовой тектоники могли формироваться и синседиментационные структуры сжатия. Кроме того важно иметь в виду, что постоянно действующее близмеридиональное генеральное сжатие могло периодически возобновлять доальбский взбросо-надвиговый режим развития БА-системы разломов. Смена динамо-кинематических режимов объясняет инверсию формирования ОБ (обратимая смена растягивающих усилий на сжимающие), которая выражена многочисленными стратиграфическими несогласиями, изменением размеров площадей осадконакопления, сменой осадочных формаций, преимущественно болотно-озерного происхождения, на морские осадки, развитием на фоне сбросовой тектоники структур сжатия.

В условиях меняющихся динамо-кинематических обстановок четко проявлен домен левосдвиговых смещений в позднем мелу–кайнозое по разломам БА-системы и ЦСА сдвигу, который нашел отражение в совокупности парагенетических событий: систематическое левостороннее смещение разломами БА-системы восточной границы кратоногена, формирование разлома ТЛ на втором этапе в режиме растяжения как следствие левосторонней активизации БА разломов, развитие присдвиговых ОБ типа пулл-апарт с определяющей левосдвиговой компонентой растяжения и, наконец, формирование вдоль ЦСА сдвига протяженной Восточно-Амурской вулканоструктуры при растяжении, обусловленном левосторонними смещениями по БА-системе разломов, опережающих ЦСА сдвиг.

Близмеридиональное главное сжатие, обеспечивающее левосдвиговую кинематику ТС-системы разломов, не может напрямую инициировать правые сдвиги по разломам этой системы. Однако вызванное этим сжатием смещение блока коры на ЮЗ вдоль Сихотэ-Алинских левых сдвигов могло привести к правосдвиговой активизации разлома ТЛ (рис. 1), ограничивающего подвижный блок с запада и потерявшего в позднем мелу–кайнозое левосдвиговую активность. Вместе с тем, эпизоды кайнозойских правых сдвигов по ТЛ, возможно, связаны и с импульса-

ми субширотного сжатия, которое доминировало в палеозое с формированием, например, в Приморье меридиональной складчатой системы [51].

Структурно-кинематические ансамбли региона исследований (рис. 1, 2) свидетельствуют о направлении генерального вектора сжатия на ЮЮВ со стороны давления континентальных масс, а не от океанических плит, обрамляющих восточную окраину Азии. Существующие представления о важной роли ВСВ сжатия, генерированного столкновением Индостанской плиты с Евразийской, в тектогенезе удаленной восточной окраины Азии (включая и рассматриваемый регион), по нашему мнению, ошибочны. Известно, что направленное сжатие передается только в компетентных целостных средах и не может в пластичных или тектонически разрушенных, где сжатие “рассеивается”. Континентальная кора (тектоносфера) между Индостанской плитой и восточной окраиной Азии интенсивно раздроблена многочисленными, разной ориентировки и рангов разрывами, что делает ее не способной передавать сжатие на столь значительные расстояния. Сжатие могло реализовываться только в зоне столкновения (коллизии) Индостанской плиты с Евразийской с образованием Гималайского орогена. К тому же важно иметь в виду, что Гималайский ороген является частью Альпийско-Гималайского пояса сжатия, сформированного вдоль юго-западного края Евразии и, следовательно, развитие частного орогена нельзя рассматривать в отрыве от этой глобальной структуры. Формирование глобальной фронтальной структуры сжатия, по нашему мнению, является следствием, прежде всего, смещения Евразии на ЮЮЗ, что подтверждается синхронным развитием ВАГСЗ (фланговой структуры как простого левого сдвига) и тыловой структуры растяжения (распад и просадка Арктического края Евразии) [32, 40, 48, 52, 53]. Смещение континента, по видимому, обеспечивалось направленными к экватору, постоянно существующими ротационными силами (силами Этвеша), важной особенностью которых является их приложении ко всей континентальной массе, определяющими тектоническое структурирование континента в целом, а не выборочно, например, только его окраин, как это происходило при Индо-Евразийской коллизии и возможной субдукции океанической плиты под континент. Субмеридиональная направленность глобального сжатия ротационной природы подтверждается идентично ориентированным генеральным сжатием, в условиях которого формировался трансрегиональный Тан-Лу-Сихотэ-Алинский структурный парагенез.

Благодарю П.Л. Неволлина, А.Н. Митрохина, В.К. Попова за плодотворное обсуждение представленного здесь материала, а также рецензентов, профессоров С.И. Шермана и Б.А. Натальина, сделавших ряд ценных замечаний, учтенных мною при окончательной редакции статьи. Выражаю признательность О.М. Молибог и Т.И. Карпенко за оформление рисунков и подготовку текста статьи к печати.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта РФФИ 08-05-90300-Вьет-а и Проекта ДВО РАН 012-3-А-08-157.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попова А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976. 90 с.
2. Бернштейн Г.Л., Волохин В.С., Горбачев И.Ф. и др. Геологическая структура Зее-Буреинской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ // Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. М.: Недра, 1970. С. 271–300.
3. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Разломы и горизонтальные движения земной коры // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1963. Вып. 80. С. 29–43.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л., Кузнецов В.Е. Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Тан-Лу (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 93–102.
6. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 123 с.
7. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000 / Гл. ред. Л.И. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
8. Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Донг-У Ли и др. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53–65.
9. Голозубов В.В., Донг-У Ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И. Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (северное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 74–89.
10. Звягинцев Г.Л. // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 7–35.
11. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 4. С. 43–47.
12. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
13. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 86–98.
14. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток, 1992. 140 с.
15. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейской // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 33–54.
16. Кириллова Г.Л., Чжаоцзюнь Лю, Сымин Ван и др. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саьцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
17. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19–44.
18. Леонов Ю.Г. Характерные особенности строения и развития некоторых типов осадочных бассейнов // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Науч. мир, 2004. С. 38–60.
19. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Большев С.П. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука, 1986. 222 с.
20. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 211 с.
21. Меркулова Т.В., Манилов Ю.Ф. К вопросу о строении юго-западной части Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 116–120.
22. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итун-Иланской ветви системы разломов Тан-Лу // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 55–75.
23. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. Главные системы разломов // Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. С. 314–319.
24. Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. Т. 11, № 6. С. 43–61.
25. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Структура мелового складчатого основания СОБ // Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. С. 286–313.
26. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Наука, 1992. 340 с.
27. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Науч. мир, 2004. 525 с.
28. Осадочные бассейны Востока России / Гл. ред. А.И. Ханчук. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы (отв. ред. Г.Л. Кириллова). Владивосток: ДВО РАН, 2009. 421 с.
29. Паклин А.П. О сочленении Центрального и Меридиального разломов и характере движений по ним // Информ. сб. ПТГУ. 1963. № 4. С. 7–13.
30. Пересторонин А.Н., Развозжаева Е.П. Система кайнозойских депрессий Приамурья и Приморья: строение, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 58–75.
31. Пэк А.А. О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 147 с.
32. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Под ред. П.С. Воронова. СПб: На-

- ука, 1997. 591 с.
33. Седых А.К. Кайнозойские рифтогенные впадины Приморья. Владивосток: Дальнаука. 2008. 247 с.
 34. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. "Гео", 2003. 244 с.
 35. Силантьев В.Н. Фудзино-Иманский сдвиг // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 2. С. 39–49.
 36. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 143 с.
 37. Структуры и нефтегазоносность западной части Средне-амурской впадины. Владивосток, 1999. 86 с.
 38. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 4. С. 955–958.
 39. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.
 40. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
 41. Уткин В.П. Геодинамические условия тектоно-магматической активизации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1984. № 6. С. 37–47.
 42. Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 328–352.
 43. Уткин В.П., Седых А.К. Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Докл. АН СССР. 1984. № 35. С. 1199–1204.
 44. Уткин В.П. Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73–87.
 45. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации как геодинамический процесс, определивший структуру Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология / Под ред. А.Д. Щеглова. М.: Наука, 1989. С. 185–217.
 46. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
 47. Уткин В.П., Олейников А.В., Неволин П.Л. Геологические критерии кайнозойской и современной сейсмоактивности разломов Приморья и юга Хабаровского края // Вестн. ДВО РАН. 1992. № 3–4. С. 130–133.
 48. Уткин В.П. Глобальные сдвиговые системы и горизонтальные перемещения континентов // Вестн. ДВО РАН. 1994. № 4. С. 23–37.
 49. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 44–72.
 50. Уткин В.П. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5. С. 659–663.
 51. Уткин В.П. Азимутальные перестройки структурных планов Приморья как отражение изменений геодинамических обстановок Восточной окраины Азии // Докл. РАН. 2007. Т. 422, № 2. С. 218–222.
 52. Уткин В.П. Ротационная природа тектогенеза окраин континентов и распада Лавразийского и Гондванского суперконтинентов // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 1. С. 86–90.
 53. Уткин В.П. Сосдвиговая деструкция Восточной окраины Азии и ее роль в формировании вулкано-плутонических поясов, эпиконтинентальных осадочных бассейнов и окраинных морей // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 6. С. 786–790.
 54. Шатков Г.А., Бабаев А.О., Максимовский В.А., Пуринг В.В. Тафрогенный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 54–67.
 55. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжения земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
 56. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, СО. 1991. 262 с.
 57. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
 58. Aiming L., Takao M., Tianfeng W. Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China // Tectonophysics. 1998. V. 293. P. 85–104.
 59. Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region // J. Geophys. Res. 1962. V. 67, N 12. P. 4795–4812.
 60. Andersen E.M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.
 61. Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick // Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. SEPM. Spec. Publ. 37. 1985. P. 1–34.
 62. Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik // Zentralblatt Mineral. Geol. Paleontol. 1928. Abt. B., S. 609–621.
 63. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Geol. Soc. Am. Bull. 1955. V. 66. P. 241–256.
 64. Crowell J.C. Origin of late Cenozoic basins in southern California / Ed. W.R. Dickinson // Tectonics and Sedimentation. SEPM Spec. Publ. 1974. N 22. P. 190–204.
 65. Geological Map of Amur Region and adjacent areas. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000 / Под ред. Л.И.Красного, Пэн Юньбао. СПб: ВСЕГЕИ; Амургеолком; Мингео КНР; Управл. геол. пров. Хэйлунцзян. 1998. 3 л.
 66. Dou Lirong, Li Wci, Fang Xiang. Genetic classification and distribution characteristics of continental petroleum lopment. 1996. V. 23, N 1. P. 92–98.
 67. Lou Qun, Bai Xinhua, Lio Xiaodong. Fill sequence and its petroleum geology significance in secondary Sag in Tanguan fault-depression // Xinjland Petrol. Geol. 1998. V. 19, N 2. P. 1–7.
 68. Ma Li, Yang Jiliang, Ding Zhengyan. Songliao Basin – an intracratonic continental sedimentary basin of combination type // Chinese Sedimentary Basins. Elsevier Science Publ. B.V. 1989. P. 77–87.
 69. Mckinstry H.E. Shears of second order // Am. J. Sci. 1953. V. 251. P. 401–414.
 70. Moody J. D., Hill M.J. Wrench-fault tectonics // Geol. Soc. Am. Bull. 1956. V. 67, N 9. P. 1207–1246.
 71. Morley C.K. Extension, detachments, and sedimentation in continental rifts (with particular to East Africa) // Tectonics. 1989. V. 8, N 6. P. 1175–1192.

72. Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds // Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull. 1963. V. 42. P. 3–20.
73. Ridel W. Zur Mechanik geologischer Brucher-scheinungen // Zentralblatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie: Abhanlung. 1929. P. 351–368.
74. Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, N 1. P. 41–60.
75. The Tancheng-Lujiang wrench fault system / Ed. Xu J.W. Chichester England: John Wiley and Sons, 1993. 279 p.
76. Utkin V.P. Wrench faults of Sikhote-Alin and accretionary and destructive types of Fault dislocation in the Asia-Pacific transition zone // The Tancheng-Lujiang wrench fault system (Ed. Xu J.W.) Chichester, England: John Wiley and Sons, 1993. P. 225–237.
77. Xu J.W., Zhu G., Tong W. et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the north-west of the Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. V. 134, N 4. P. 273–310.
78. Zhang Jiazhen. Huabei-Bohaiwan Basin // ESCAP atlas of stratigraphy IV. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. V.X. People's Republic of China. Mineral resources development series. N 52. United Nations, N.Y. 1985. P. 22–27.
79. Zhao Jiongkun, You Youguang, Zhou Xigi. Subei South Yellow Sea Basin // ESCAP atlas of stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. V. 10. Peoples Republic of China. Mineral resources development. Ser. N 52. United Nations, N.Y. 1985. P. 28–34.
80. Wang Kongwei, Chen Shoutian, Lui Ligang. Characteristics of transmission fault belt and its petroleum geological significance in the Tertiary basin of east part of Heilongjiang province // Petrol. Geol. & Oil field development in Daqing. 1998. V. 17. N 4. P. 1–3.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.P. Utkin

Strike-slip-related structural paragenesis and its role in continental riftogenesis of the eastern margin of Asia

Spatial-genetic correlations of the transit fault systems belonging to the Eastern Asian Global Strike-Slip Fault Zone (EAGSSFZ) are analyzed. It is established that from the Okhotsk Sea to the South China Sea the EAGSSFZ infrastructure is identical to internal structure of world-known natural and experimental strike-slip fault zones. This corroborates evolution of the EAGSSFZ as an integral structure. Structural-kinematic analysis covers such systems as the Tan-Lu-Sikhote-Alin (TS) system of the NNE-trending (25-30°) sinistral faults and the Bohai-Amur (BA) system of the NE-trending (50-70°) reverse-and-strike-slip faults. The systems are shown to form as structural paragenesis for 2 main stages. The first Jurassic-to-Early-Cretaceous (strike-slip-and-thrust) stage took place under the NNW general compression with formation of the TS system of sinistral faults and their structural paragenesis (compression structures) as upthrust-and-thrusts of the BA-system. The second Late-Cretaceous-to-Cenozoic (strike-slip-and-pull-apart) stage occurred under the SW tangential compression. The latter resulted from left-lateral displacement of the continental crust in the SW direction along the Central Sikhote-Alin deep fault. Under the created dynamic conditions upthrust-and-thrust kinematics of the BA-system changed into sinistral one. Strike-slip faults formed under transtension regime (strike-slip with tension) that caused the development of the pull-apart structures in which a left-lateral component of tension played a key role. Synchronously, the Tan-Lu strike-slip fault was pulled into tension with formation of a rift valley and discrete development of sedimentary basins along the fault.

Key words: strike-slip faults, structural paragenesis, dynamics of structure formation, structural-dynamic stages, sedimentary basins, riftogenesis, Far East.