ЛИТОСФЕРА, 2016, № 4, с. 5–29

УДК 551.243.6+551.432.46+551.263.035(571.6)

СДВИГОВЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

© 2016 г. В. П. Уткин, А. Н. Митрохин, П. Л. Неволин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, г. Владивосток, просп. Столетия Владивостока, 159
E-mail: stakhor@yandex.ru

Поступила в редакцию14.08.2015 г.
Принята к печати 07.06.2016 г.

Работа посвящена исследованию мел-кайнозойского рифтогенеза восточной окраины Азии, протекавшего в условиях сдвигового геодинамического режима с развитием Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ). Расшифрована инфраструктура ВАГСЗ, в составе которой установлены: продольная система левых сдвигов (СВ 25–30°), образующих транзитную сдвиговую зону, стержневую для ВАГСЗ, и две диагональные системы – СВ 50–70° приконтинентальная (взбросо-сдвигов) и приокеаническая (меридиональная), оперяющие стержневую зону. Исследован парагенез продольной и диагональной приконтинентальной систем. Установлены два этапа их парагенетического развития: 1) орогенный этап (юра – ранний мел) – следствие формирования диагональной системы складчато-надвиговых дислокаций как структур сжатия продольной системы левых сдвигов (орогенное сосдвиговое скучивание масс продолжалось до конца раннего мела); 2) рифтогенный этап (поздний мел – кайнозой) – следствие рифтогенного растяжения блоков коры, ограниченных левыми сдвигами продольной системы и рифтогенеза, обусловленного перестройкой кинематики диагональной системы разломов с преимущественно взбросо-надвиговой (первый этап) на левосдвиговую с развитием вдоль сдвигов рифтогенных структур растяжения, контролирующих осадочные бассейны. Вместе с тем левосдвиговая активизация диагональной системы разломов, образующих Бохай-Амурскую (БА) зону, привела к трансформации сдвига Тан-Лу (ТЛ) в структуру растяжения, сформировав рифтогенный трог шириной до 80 км с просадкой его крыльев с образованием Северо-Китайского осадочного бассейна шириной до 700 км. Синхронно с ТЛ, подтверждая его раскрытие вследствие смещения СЗ крыльев БА системы сдвигов на ЮЗ, сформировался Восточно-Амурский рифт, идентичный ТЛ по ориентировке, морфологии и глубинности заложения. Установленные левосдвиговые смещения СЗ крыльев разломов и диагональной, и продольной систем в ЮЗ направлении (суммарный сектор смещений – ЮЗ 205–250°) демонстрируют динамо-кинематическую активность Азиатского континента в процессах рифтогенеза Восточной окраины Азии.

Ключевые слова: *сдвиговый континентальный рифтогенез, структурный парагенез, орогенный и рифтогенный этапы, Восточная окраина Азии.*

ВВЕДЕНИЕ

Развитие Восточной окраины Азии в позднем мелу-кайнозое характеризуется обширной рифтогенной деструкцией континентальной коры. Рифтогенез проявился, прежде всего, в формировании в континентальной коре многочисленных грабенов, контролировавших развитие осадочных бассейнов (ОБ). Доминировало мнение о первично-сбросовой природе ОБ. В конце 70-х годов XX в. было обосновано новое представление [30–32], согласно которому Азиатско-Тихоокеанская зона перехода (АТЗП) в мезо-кайнозое развивалась в условиях сдвигового геодинамического режима как следствие латерального смещения Азиатского континента на ЮЗ и (или) Тихоокеанской океанической плиты на СВ с формированием в зоне их сочленения Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ).

При анализе строения и развития ВАГСЗ [33–36] была комплексно рассмотрена система транзитных левых сдвигов ССВ простирания, на существование которых указывали исследователи [5, 8, 9, 26, 28 и др.], равно как и Восточно-Азиатский вулканический пояс с внешним поясом окраинных морей. Кроме того, в анализ были вовлечены и окраинно-континентальные ОБ, объединенные в Восточно-Азиатский грабеновый пояс [4]. Был также выявлен [31, 34, 36] особый тип деструкции континентальной коры – сосдвиговые структуры растяжения, которые в условиях латерального сжатия литосферы развивались как дуплексы растяжения сдвигов (режим транстенсии – сдвиг с растяжением).

Транзитные глубинные сдвиги ВАГСЗ, сопровождаясь разномасштабным растяжением континентальной коры, обеспечили структурно-динамические условия развития (вдоль окраины Азиатского континента) вулканического пояса, а также грабенового и окраинных морей: в первом случае сосдвиговые структуры растяжения континентальной коры выполняли роль магмоподводящих каналов в виде развития поперечных к сдвигам вулкано-тектонических структур, во втором – инициировали сбросовую просадку с формированием ОБ. А наиболее значительные растяжения континентальной коры обеспечили формирование глубоководных впадин окраинных морей с синхронным воздыманием мантийных масс и образованием коры океанического типа [31, 34].

В настоящее время практически во всех континентальных рифтах мира (как древних, так и современных) установлены сдвиговые составляющие их формирования [35 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, в том числе и углеводородных флюидов, что существенно дополнило представление о развитии нефтегазоносных бассейнов. Накопленные в последние десятилетия факты, указывающие на важную роль сдвиговой тектоники в растяжении континентальной коры, подтвердили наши наработки в отношении развития рифтогенных процессов АТЗП в условиях сдвигового геодинамического режима.

На предшествующем этапе изучения сосдвиговой деструкции коры главное внимание было сосредоточено на исследовании доминирующей системы транзитных сдвигов ВАГСЗ, ориентированных вдоль края континента в ССВ направлении (продольная система). Между тем в инфраструктуре ВАГСЗ отчетливо проявлены диагональные системы транзитных разломов, ориентированных косо к краю континента. Они оперяют разломы продольной системы, что предполагает характер их парагенетического развития в составе ВАГСЗ как целостной сдвиговой зоны глобального масштаба. В настоящей работе рассматриваются результаты исследований континентального рифтогенеза в условиях парагенетического развития дискордантно ориентированных разломных систем, составляющих ВАГСЗ. В наши исследования вовлечена инфраструктура центральной части ВАГСЗ от Охотского до Южно-Китайского моря, где получили развитие крупнейшие на окраине Азии левые сдвиги – Тан-Лу и Центральный Сихотэ-Алинский (рис. 1). Отдельно проанализирован южный фланг ВАГСЗ с целью выявления ее роли в формировании депрессий Юго-Восточной Азии и корреляции структурно-кинематических условий их развития со сдвиговым рифтогенезом Центральной части ВАГСЗ.

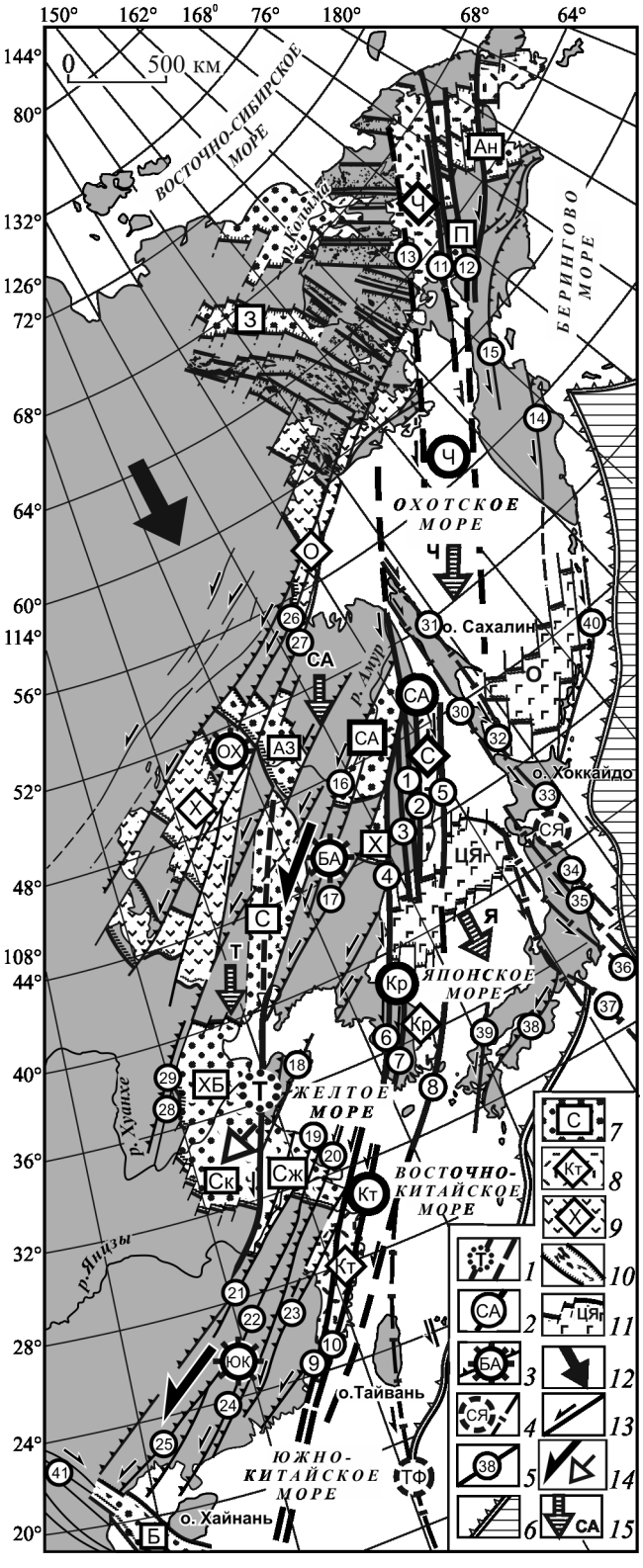


Рис. 1. Инфраструктура и динамо-кинематическая схема развития Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) по [31, 34, 45].

1–2 – продольная система левых сдвигов (СВ 25–30°): *1* – сдвиг Тан-Лу (пунктир – предполагаемое продолжение сдвига), *2* – Чукотско-Вьетнамская транзитная зона сдвигов, стержневая в ВАГС, и составляющие ее

региональные сдвиговые зоны (частные сдвиги зон – мелкие кружки с цифрами): СА – Сихотэ-Алинская (1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Восточный, 3 – Арсеньевский, 4 – Уссурийский, 5 – Прибрежный); КР – Корейская (6 – Ендонг, 7 – Конджу, 8 – Цусимский), КТ – Китайская (9 – Люшуй-Хайфон, 10 – Чанг-Нанао), Ч – Чукотская (11 – Анадырский, 12 – Пенжинский, 13 – Эвенский, 14 – Восточно-Камчатский, 15 – Центрально-Камчатский); *3* – диагональная приконтинентальная система взбросо-сдвигов и составляющие ее региональные зоны: БА – Бохай-Амурская (16 – Иланьитун, 17 – Дуньхуа-Мишань, 18 – Ялуцзян-Циндао), ЮК – Южно-Китайская (19 – Сунтао-Душаньский, 20 – Байлу-Хэцу, 21 – Цзюзянский (во Вьетнаме – Канчанабури), 22 – Ганьцзянский, 23 – Шаоу-Сюань, 24 – Сыхуэй-Учуаньский, 25 – Миншань-Дунсин), ОХ – Охотско-Хинганская (26 – Северо-Удский, 27 – Улигданский, 28 – Тайдун, 29 – Цзыцзянгуанский); *4* – диагональная приокеаническая система сдвигов и составляющие ее региональные зоны: СЯ – Сахалин-Японская (30 – Западно-Сахалинский, 31 – Поронайский, 32 – Мерейский, 33 – Идоннаппу, 34 – Хитокабэ-Ирия, 35 – Футаба, 36 – Танакура, 37 – Итоигава-Шизуока), ТФ – Тайвань-Филиппинская; *5* – прочие разломы вне выделенных зон: 38 – Срединная Тектоническая Линия, 39 – Нагато, 40 – Срединно-Курильский, 41 – Красной Реки; *6* – зоны Беньофа и океаническая кора (штриховка); *7* – осадочные бассейны (СА – Среднеамурский, С – Сунляо, АЗ – Амуро-Зейский, Х – Ханкайский, Ан – Анадырский, П – Пенжинская группа, ХБ – Хуайбей-Бохайваньский, СЖ – Субей-Желтоморский, З – Зыряновский, Б – Бак-Бо); *8* – Восточно-Азиатский вулканический пояс и его сегменты: Ч – Чукотский, С – Сихотэ-Алинский, Кр – Корейский, Кт – Китайский; *9* – Охотско-Хинганский вулканический пояс и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; *10* – сосдвиговые структуры растяжения, контролирующие субинтрузивный кислый магматизм; *11* – рифтогенные впадины с океанической корой: ЦЯ – Центрально-Японская, О – Охотская; *12* – направление ротационных (полюсобежных) сил; *13* – направление смещений СЗ крыльев продольной и диагональных систем левых сдвигов в условиях давления континентальных масс (полюсобежные силы) в южном направлении; *14* – направления смещений СЗ крыльев левых сдвигов Бохай-Амурской и Южно-Китайской сдвиговых зон с раскрытием рифта Тан-Лу (полая стрелка); *15* – направление сосдвигового (тангенциального) сжатия на этапах левосдвиговой активизации разломов: СА – Сихотэ-Алинского, Я – Японского, Ч – Чукотского, Т – Тан-Лу.

Fig. 1. Infrastructure and dynamo-kinematic scheme of development of the East Asian global strike-slip fault zone (EAGSSFZ). Compiled by [31, 34, 45].

1–2 – longitudinal system of left srtrike-slip faults (at NE 25–30°): *1* – Tan-Lu strike-slip fault (the dotted line is the assumed prolongation of the fault), *2* – Chukotka-Vietnamese transit strike-slip fault zone developments (pivoted in the EAGSSFZ) and its putting together regional strike-slip fault zones (local strike-slip faults of the zones – small circles with numbers): CA – Sikhote-Alin (1 – Central Sikhote-Alin, 2 – Vostochny, 3 – Arsenyev, 4 – Ussuri, 5 – Pribrezhny), KP – Korean (6 – Yeongdong, 7 – Kongju, 8 – Tsushima), KT – Chinese (9 – Liu-Shui-Haiphong, 10 – Chang-Nanao); Ч – Chukotka (11 – Anadyr, 12 – Penzhina, 13 – Even, 14 – Eastern Kamchatka, 15 – Central Kamchatka); *3* – diagonal near-continental system of strike-slip-overfaults and its making-up regional zones: БА – Bohai-Amur (16 – Yilan-Yitong, 17 – Dunhua-Mishan, 18 – Yalu-River-Qingdao), ЮК – Southern Chinese (19 – Suntao-Dushan, 20 – Bailu-Hecu, 21 – Jiujiang (in Vietnam – Kanchanaburi), 22 – Gan River, 23 – Shaowu-Hsuan, 24 – Sihui-Wuchuan, 25 – Mingshan-Dongxing), OX – Okhotsk-Khingan (26 – Northern Uda, 27 – Uligdan, 28 – Taitung, 29 – Zi-Jiang-Guang); *4* – diagonal near-oceanic system of strike-slip faults and its making up regional zones: СЯ – Sakhalin-Japan (30 – Western Sakhalin, 31 – Poronaysk, 32 – Mereya, 33 – Idonnappu, 34 – Hitokabe-Iriya, 35 – Futaba, 36 – Tanakura, 37 – Itoigawa-Shizuoka), ТФ – Taiwan-Philippines; *5* – other faults outside of the marked zones: 38 – Median Tectonic Line, 39 – Nagato, 40 – Median Kuril, 41 – Red River; *6* – Benioff zones and oceanic crust (hatch); *7* – sedimentary basins (CA – Middle Amur, C – Songliao, АЗ – Amur-Zeya, X – Khanka, Ан – Anadyr, П – Penzhina group, ХБ – Huaibei-Bohai-Wan, СЖ – Subey-Yellow-Sea, З – Zyryanovsk, Б – Bac Bo); *8* – Eastern-Asia volcanic belt and its segments: Ч – Chukotka, C – Sikhote-Alin, Кр – Korean, Кт – Chinese; *9* – Okhotsk-Khingan volcanic belt and its segments: O – Okhotsk, X – Khingan; *10* – strike-slip related extension structures controlling subintrusive acidic magmatism; *11* – riftogenic depressions with oceanic crust: ЦЯ – Central Japanese, O – Okhotsk; *12* – direction of rotational (Pole-escape) forces; *13* – direction of displacements of the NW sides of the longitudinal-and-diagonal systems of the left hand faults under the pressure continental masses (Eotvos's forces) in the southern direction; *14* – direction displacements of the NW sides of left strike-slip of the Bohai-Amur and South Chinese strike-slip fault zones with opening of the Tan-Lu rift (hollow arrow); *15* – direction of the strike-slip related (tangential) compression under the left-direction activation of the strike-slip faults: CA – Sikhote-Alin, Я – Japanese, Ч – Chukotka, T – Tan-Lu.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

При решении поставленных проблем, кроме полевых исследований, анализировались опубликованные материалы, характеризующие морфологию и кинематику транзитных разломов. В анализ были вовлечены разломы, имеющие собственные названия, что подчеркивает достаточно высокую степень их морфо-кинематической изученности исследователями России, Китая, Японии, Кореи, Вьетнама.

Своим возникновением как концепции сдвиговая тектоника Сихотэ-Алиня обязана работам Б.А. Иванова [8, 9], открывшего и монографически описавшего крупнейший на Восточной окраине Азии Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСА) левый сдвиг. Эти яркие, фундаментальные и по смыслу, и по значимости работы послужили сильным стимулом для дальнейших (уже более систематических и детальных) исследований такого рода [17, 18, 22, 30, 32, 37 и др.]. Их результатом явилось выявление целостной для всего Амуро-Уссурийского региона (с пиком развития в мезозойское время) системы левых сдвигов, суб- и параллельных ЦСА. Детальному описанию (включая минерагеническое) развития этой системы сдвигов были посвящены и отдельные монографии [22, 32, 37], где были совокупно охарактеризованы как сама региональная система рудоконтролирующих сдвигов,

так и роль сдвигового геодинамического режима в структурировании месторождений Сихотэ-Алиня в целом.

Левосдвиговая система разломов Тан-Лу (ТЛ) исследована прежде всего Сюй Цзявэйем с коллегами [80, 85], а в дальнейшем освещалась в работах [62, 65, 69, 77, 86, 88, 90]. Комплексная характеристика строения и развития ОБ Сунляо, Хуабей-Бохайвань, Субей-Желтоморского, Среднеамурского и других приведена в публикациях [3, 11, 12, 14–16, 59, 66, 67, 84, 91]. Многолетние исследования Среднеамурского ОБ завершились монографическим описанием, выполненным большим коллективом авторов [24]. В нашей работе использовались также мелкомасштабные геологические и тектонические карты [6, 60, 71 и др.].

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ

Динамика, сутью которой является направленность стрессового воздействия на определенное геологическое пространство, отражается, прежде всего, в развитии закономерных сочетаний тектонических структур – структурных парагенезах [13 и др.]. Методы парагенетического структурного анализа, главная цель которого – расшифровка локальных и региональных геодинамических режимов, разрабатываются и широко используются в трудах тектонистов [2, 23, 27, 32, 44, 47, 48, 51, 57, 770, 76, 79]. Одна из модификаций метода была разработана и применялась нами при изучении геодинамики магмо- и рудоконтролирующих структур Приморья и Хабаровского края на примере объемных структур многих месторождений и рудных районов [17, 18, 22, 32, 37]. Были установлены структурно-кинематические ансамбли и механизмы тектонических движений, отвечающие доминанте сдвиговых дислокаций, которые определяли структурирование рудных месторождений и динамо-кинематические условия магматизма и рудогенеза.

Исследованиям механизма образования присдвиговых впадин и связанных с ним особенностям седиментации посвящены многочисленные труды ученых [24, 55]. Мы сосредоточились на характеристике, прежде всего, дискордантно ориентированных по отношению друг к другу систем транзитных разломов, слагающих структурно-кинематические ансамбли инфраструктуры ВАГСЗ. Внимание акцентировалось на изучении смены кинематических характеристик транзитных разломов для выявления хронологических изменений направлений регионального сжатия.

Структуры мегауровня (транзитные разломы) изучались совместно с контролируемыми ими структурами мезоуровня (осадочные бассейны). При этом анализировались морфология, инфраструктура и локальные динамо-кинематические условия формирования ОБ с закономерностями их пространственного размещения в сети транзитных разломов. Датировка сосдвиговых рифтогенных ОБ маркировала время активности сдвигов.

Учитывая, что несколько ранее и синхронно с позднемеловым–кайнозойским этапом развития ОБ формировались меловые-раннепалеогеновые рудные месторождения Сихотэ-Алиня, выявленные динамо-кинематические режимы их структурирования, как и методика исследований [32, 35], использовались при решении проблем формирования ОБ. В частности, установлено, что рудные месторождения размещены вдоль ССВ левых сдвигов, дискретно локализуясь на участках развития сосдвиговых структур растяжения, контролирующих рудные тела. А тесные группировки последних во многих случаях кулисно эшелонированы с образованием дуплексов растяжения с очертаниями (вытянутые ромбы), идентичными морфологии наиболее известных присдвиговых бассейнов типа пулл-апарт, сформированных в зонах смыкания несоосных сдвигов. Этот пример морфокинематической идентичности подтверждает генетическую связь развития ОБ (сбросовая просадка) над структурами сосдвигового растяжения фундамента.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Морфокинематические характеристики разломных систем Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ)

ВАГСЗ при ширине около 2000 км прослеживается вдоль Восточной окраины Азии, отражая сдвиговый геодинамический режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП) (см. рис. 1). В центральной части ВАГСЗ – от Охотского до Южно-Китайского моря – доминируют три транзитные разломные системы. Одна из систем (продольная, стержневая для ВАГСЗ) ориентирована параллельно краю Азии (ССВ 25–30°), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной (СВ 50–70°) и приокеанической (меридиональной) системами. Выделяется еще и четвертая (поперечная) разломная система (ЗСЗ простирания). Она широко проявлена между транзитными разломами. Перечисленные системы отражают главные черты инфраструктуры ВАГСЗ, которая идентична строению как известных в мире природных сдвиговых зон, так и их аналогов, воспроизведенных экспериментально: изначально в экспериментах Г. Клооса [57] и В. Риделя [76], а затем – в работах [27, 29, 47–49 и др.]. Это дает основание рассматривать совокупность разломных систем ВАГСЗ как единую сдвиговую зону глобального масштаба. Развитие ВАГСЗ в сдвиговом ре-

жиме как целостной структуры предполагает парагенетические связи между составляющими ее разломными системами.

Особая роль в строении и развитии АТЗП принадлежит продольной системе разломов. Занимая стержневое положение в ВАГСЗ, она образует Чукотско-Вьетнамскую (ЧВ) транзитную сдвиговую зону [46], которая при ширине около 500 км прослеживается на всем протяжении АТЗП и состоит из следующих региональных сдвиговых зон: Чукотской, Сихотэ-Алинской, Корейской, Китайской и Вьетнамской (см. рис. 1).

Сдвиговый геодинамический режим развития ЧВ транзитной сдвиговой зоны обеспечил формирование Восточно-Азиатского вулканического пояса, который состоит из вышеперечисленных одноименных сегментов (см. рис. 1). Кроме того, она играет роль глубинной структуры, разграничивающей АТЗП на внутреннюю и внешнюю зоны [35], которые отличаются друг от друга по целому ряду признаков строения и развития, в том числе и различной разломной инфраструктурой: во внутренней зоне получила развитие диагональная приконтинентальная система сдвигов с простиранием СВ 50–70°, а во внешней – диагональная приокеаническая меридиональная; обе системы сдвигов оперяют продольную стержневую зону (см. рис. 1).

Исследовался парагенез Сихотэ-Алинской зоны продольных левых сдвигов и оперяющей ее с запада диагональной системы разломов Бохай-Амурской зоны, прослеживающихся от северного фланга сдвига Тан-Лу и в целом образующих Тан-Лу-Сихотэ-Алинский структурный ансамбль (см. рис. 1) [43].

Продольная система левых сдвигов ориентирована на СВ 25–30° и представлена левым сдвигом Тан-Лу и Сихотэ-Алинскими левыми сдвигами: в том числе Центральным Сихотэ-Алинским, Восточным, Арсеньевским, Уссурийским и Прибрежным, которые составляют Сихотэ-Алинскую (СА) сдвиговую зону шириной до 300 км с суммарной амплитудой левосторонних смещений не менее 500 км. СА сдвиговая зона – крупное звено Чукотско-Вьетнамской (ЧВ) транзитной сдвиговой зоны. Разлом Тан-Лу хотя и не входит в состав ЧВ зоны, является крупным элементом продольной системы сдвигов, игравшим важную роль в процессах рифтогенеза, поэтому необходимо рассмотреть его главные морфо-кинематические характеристики и историю развития.

Тан-Лу (ТЛ) и разлом Илань-Итун (ИИ) (см. рис. 1) образуют структуру S-образной формы, которую исследователи рассматривают как единый сдвиг [85 и др.]. Тем не менее, собственно сдвиг ТЛ отличается от ИИ не только ориентировкой, но и значительно превосходит его по амплитуде левых смещений. Сюда же следует отнести и различия в последовательности проявления синхронной кинематики (сдвиги по ТЛ, как будет показано далее, сопровождались взбросами по ИИ). А это в совокупности позволяет рассматривать S-образную структуру как систему сопряжения продольной и диагональной систем разломов, развивавшихся парагенетически.

Тан-Лу развивался в два главных этапа [80]. 1-й этап – это поздняя юра–ранний мел, когда произошло крупномасштабное (700–800 км) левостороннее смещение. Природа этого сдвигания трактуется по-разному. В том числе предложена модель развития левого сдвига по Тан-Лу вследствие вдавливания северо-восточной части Южно-Китайского блока в восточную часть Северо-Китайского блока. Вдавливание происходило с конца ранней перми и продолжалось до позднего триаса–ранней юры с синхронным формированием зоны правого сдвига Хонам, ограничивающего этот блок с востока (ЮВ Корея) [87]. 2-й этап – это время от конца раннего мела до кайнозоя включительно. Тогда разлом Тан-Лу формировался как структура растяжения с развитием рифтовой долины шириной 40–60 км (максимум 80 км). Рифт заполнялся молассой, красноцветами, а на некоторых участках – базитовыми вулканитами. Инъекции плейстоценовых базанитов с включениями свидетельствуют о роли разлома как магмоподводящего канала, проникающего на глубину до 70–90 км. На фоне развития ТЛ на 2-м этапе, главным образом как структуры растяжения, в кайнозое периодически происходили малоамплитудные правые и левые сдвиги [50, 62 и др.].

Подтверждением тому, что ТЛ развивался на 2-м этапе главным образом как структура растяжения, является то, что в позднем мезозое–кайнозое (преимущественно в палеогене) сформировались Хуабей-Бохайваньский и Субей-Желтоморский ОБ, которые примыкают к ТЛ с СЗ и ЮВ соответственно и которые следует рассматривать как противоположные борта рифта ТЛ (рис. 2).

Действительно, в поперечных разрезах названных осадочных бассейнов проявлена главная особенность их строения – развитие односторонних грабенов, выполненных преимущественно палеогеновыми осадками мощностью до 7–8 км (см. рис. 2, разрезы). Зеркально симметричные ступенчатые сбросы, ограничивающие полуграбен, падают в сторону рифта ТЛ, указывая на его материнскую роль как структуры растяжения, что подтверждается и сокращенной здесь на 10–15 км [80] мощностью континентальной коры. Предполагается, что разлом Тан-Лу как глубинная структура без проявления на поверхности значимых сдвиговых смещений продолжается на северо-востоке, контролируя Сунляо и Амуро-Зейский ОБ (см. рис. 1). Несомненным свидетельством этого служит развитие в названных ОБ линейных грабенов, сформировавшихся над предполагаемым продолжением сдвига Тан-Лу. Так, ОБ Сунляо (рис. 3) характеризует-

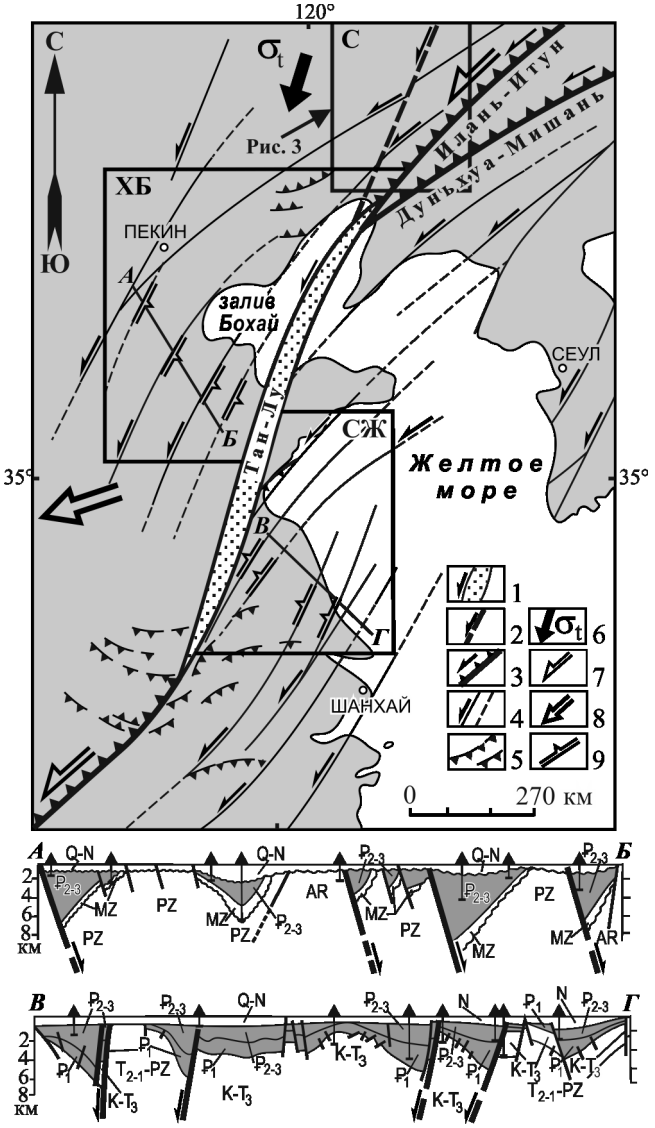


Рис. 2. Схема динамо-кинематических условий трансформации сдвига Тань-Лу (ТЛ) в структуру растяжения (составлена с использованием материалов из [85, 89 и др.].

1 – левый сдвиг ТЛ, трансформированный в структуру растяжения на втором этапе развития; 2 – предполагаемое продолжение ТЛ в фундаменте ОБ Сунляо; 3 – главные взбросо-сдвиги БА системы; 4 – прочие сдвиги, трансформированные в сбросы в зоне растяжения разлома ТЛ; 5 – шарьяжно-надвиговые системы, сформированные на флангах ТЛ (по [85]); 6–9 – динамокинематическая обстановка, обусловившая растяжение ТЛ с формированием ОБ Хуабей-Бохайваньского (ХБ) и Субэй-Желтоморского (СЖ): 6 – тангенциальное сжатие, 7 – левые сдвиги, 8 – направление растяжения, 9 – ступенчатые сбросы, направленные в сторону ТЛ. Разрезы *А–Б*, *В–Г*.

Fig. 2. Dynamo-kinematic scheme for conditions of transformation of the Tan-Lu (Тань-Лу) strike-slip fault into an extension structure (compiled with usage of materials of [85, 89 and others]).

1 – the Tan-Lu (Тань-Лу) sinistral strike-slip fault being transformed into an extension structure under the 2-nd stage of the development; 2 – proposed prolongation of the Tan-Lu (Тань-Лу) fault within the basement of the Songliao sedimentary basin; 3 – main obligue-reverse-slip (transpressional) faults of the БА (Bohai-Amur) system (Yilan-Yitong (Илань-Итун), Dunhua-Mishan (Дуньхуа-Мишань); 4 – other strike-slip faults transformed into normal faults within the extension zone of the Tan-Lu (Тань-Лу) fault; 5 – charriage-thrust systems formed at the Tan-Lu (Тань-Лу) flanks (according to [85]); 6–9 – dynamo-kinematic situation resulting in the extension of the ТЛ system with formation of the Huaibei-Bohai-Wan (ХБ) and Subey-Yellow-Sea (СЖ) sedimentary basins: 6 – tangential compression, 7 – sinistral faults, 8 – direction of extension, 9 – normal faults stepped towards the Tan-Lu (Тань-Лу) zone. Cross-sections *А–Б*, *В–Г*.

ся развитием грабенов над узким участком коры, мощность которой в результате подъема мантии и сбросовых сместителей аномально сокращена до 20 км относительно фоновой (около 40 км). Структура коры здесь, как и в пределах осадочных бассейнов, в результате сбросовых просадок и подъема мантии приобрела форму двояковыгнутой линзы [43, 44]. Здесь же обнаруживается, что разлом Илань-Итун, примыкая с северо-востока к ТЛ, характеризуется взбросом подошвы коры на 4–5 км (см. рис. 3).

Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСА) левый сдвиг [8, 9] прослеживается по простиранию более чем на 1000 км (рис. 1, 4). По данным глубинного сейсмического зондирования, этот крутой разлом, проникая на глубину не менее 40 км, рассекает границу Мохо [1]. Как левый сдвиг разлом начал формироваться в юре, а возможно, и в триасе с продолжением в раннем мелу и значительной активизацией в позднем мелу, выразившейся левосторонним смещением альб-сеноманских гранитоидов на амплитуду не менее 60 км. Левосторонние смещения по ЦСА происходили и в позднепалеоценовое время с амплитудой около 12 км [26]. А оперяющий его с запада Меридиональный разлом (амплитуда левого смещения 30–40 км) сформировался в основном в позднем сеноне [28]. Суммарная амплитуда левого сдвига по ЦСА определяется и в 200 км [8, 9] и в 350 км [19], а возможно, и более километров [39, 82].

Арсеньевский левый сдвиг параллелен ЦСА, плавно сливаясь с ним на севере через Алчанский взбросо-сдвиг (см. рис. 4). По данным ГСЗ [1], разлом круто падает на ЮВ, пересекая границу Мохо на глубине около 40 км, и содержит признаки взбросовых смещений. Амплитуды же горизонтальных смещений по разлому не установлены. Тем не менее 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°, косая ориентировка которых к разлому под углом около

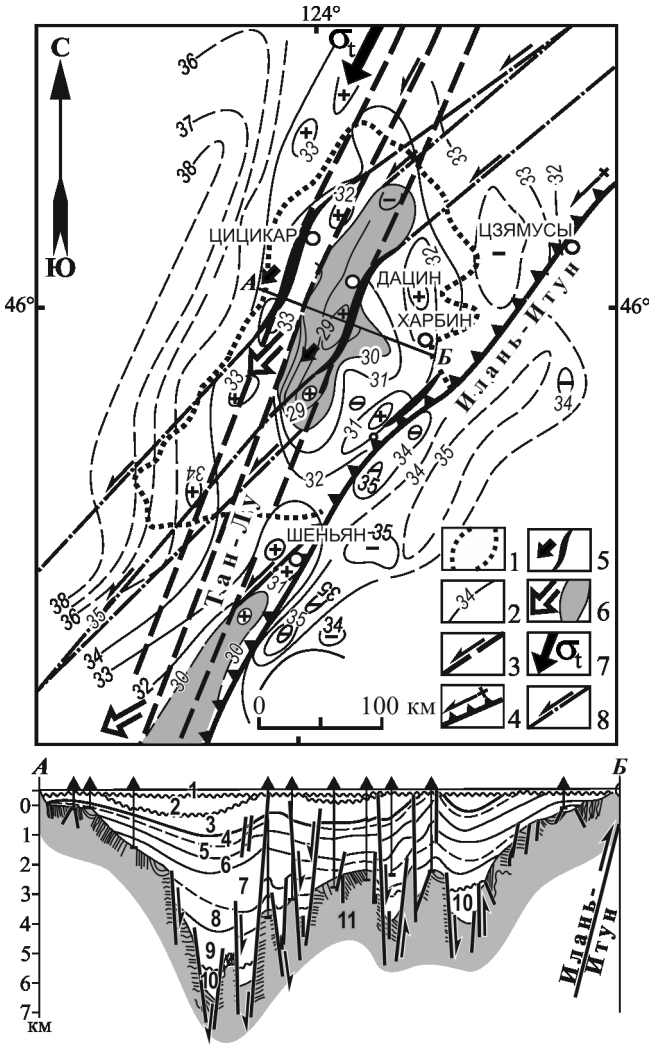


Рис. 3. Структурно-кинематическая схема формирования ОБ Сунляо (составлена по материалам [67] из [12]).

1 – граница бассейна; 2 – изогипсы 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, наложенные на ТЛ (8). *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.

Fig. 3. Structural-kinematic scheme of formation for the Songliao sedimentary basin (compiled with usage of materials of [67] from [12].

1 – boundary of the basin; 2 – isohypses for the Moho discontinuity (km); 3 – prolongation of the TL strike-slip fault systems into the basement of the Songliao sedimentary basin; 4 – localization of the Yilan-Yitong (Илань-Итун) sinistral obligue-reverse-slip fault under the Songliao sedimentary basin's continental basement; 5–8 – the dynamo-kinematic situation causing extension for the Tan-Lu (Тань-Лу) strike-slip fault with formation linear grabens (5), mantle astenoliths (6) (arrows – extension directions): tangential compression (7), sinistral strike-slip faults (8) superposed with the Tan-Lu (Тань-Лу). *Cross-section А-Б.* Vertical rank of numerals: 1 – Late Cenozoic strata; 2–9 – Cretaceous sedimentary formations: 2 – Mingshui и Sifangtai (K_2 Maastrichtian-Campanian), 3 – Nenjiang (K_2 Coniacian), 4 – Yaojia (K_2 Turonian), 5 – Qinshankou (K_2 Cenomanian), 6, 7 – Quantou (K_1 Aptian-Albian), 8, 9 – Denglouku (K_1 Hauterivian-Barremian); 10 – Late Jurassic strata; 11 – heterogeneous basement of the basin.

20–35° позволяет считать их парагенезами (как дуплексов сжатия) для весьма значительных левых смещений вдоль Арсеньевского разлома.

Уссурийский левый сдвиг [32] (см. рис. 4) наиболее уверенно прослеживается в ССВ направлении от Амурского залива до Алчанского взбросо-сдвига, к которому он примыкает под острым углом. Вдоль долины р. Уссури разлом, возможно, продолжается и севернее. Амплитуда левого сдвигания по нему на 50 км установлена к югу от оз. Ханка [42]. 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 его северного фланга.

Кроме охарактеризованных выше левых сдвигов, к востоку от ЦСА установлена [30] система суб- и параллельных ему сдвигов (Восточный, Микулинский, Арминский и др.), образующих Восточно-Сихотэ-Алинскую сдвиговую зону шириной не менее 150 км (см. рис. 4). Эти сдвиги, подобно гигантскому кливажу, рассекают континентальную кору, левосторонне смещая границы раннемеловых складчатых осадочных комплексов, а также массивы альб-сеноманских гранитоидов на амплитуды до 17–30 км. Сдвиги ограничивают крупные вулкано-тектонические структуры ЗСЗ простирания (см. рис. 4), которые как дуплексы сосдвигового растяжения многократно раскрывались в течение сеномана–палеоцена, выполняя роль магмоподводящих каналов при формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [31, 41]. В идентичных условиях формировались здесь и кайнозойские осадочные бассейны (например, Верхне-Бикинский). Ориентируясь в ЗСЗ направлении, поперек сдвигам, структуры растяжения коры в условиях регионального латерального сжатия обеспечивали не только просадку с формированием ОБ, но и периодическое проявление вулканизма, и прежде всего базитового, продукты которого перемежаются с осадками. Сдвиги определяли также кинематические условия формирования и структурирования

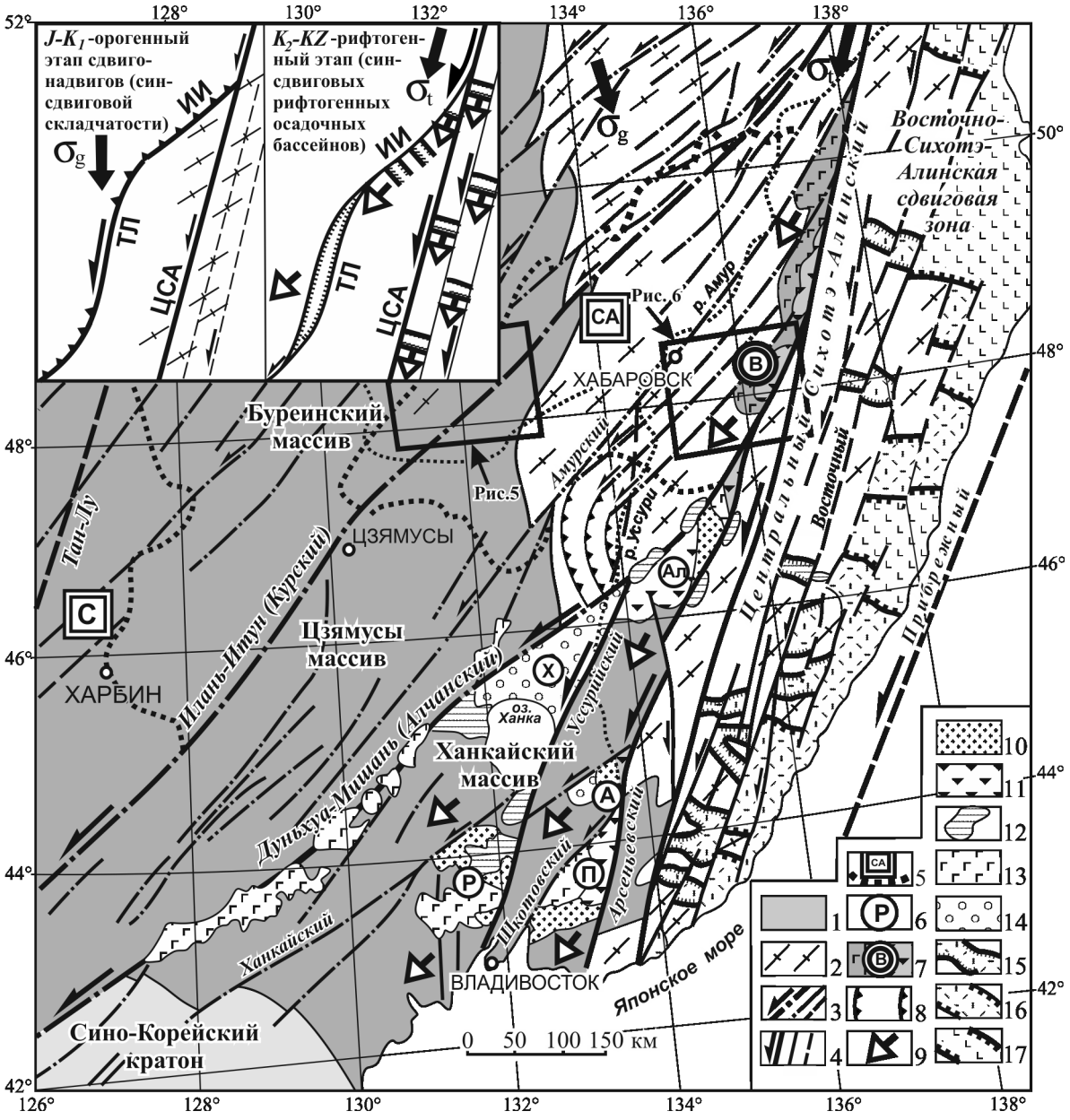


Рис. 4. Структурно-кинематическая схема сочленения Бохай-Амурской и Сихотэ-Алинской систем левых сдвигов (составлена с использованием материалов [6, 9, 30, 33, 36, 37, 60]).

1 – архейско-протерозойский композитный кратоген (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 позднемеловых-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 – Восточно-Амурский рифт; 8 – чешуйчато-надвиговая фронтальная структура сжатия Наданьхада; 9–14 – клиновидные сосдвиговые структуры растяжения: направление растягивающих усилий в клиновидных структурах растяжения (9) и компенсирующие их образования: терригенные осадки (10) и вулканиты (11) конца раннего–позднего мела, кайнозойские осадки (12) и базальты (13), плейстоцен-четвертичные осадки (14); 15–17 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулкано-плутонический пояс: сеноман-палеоценовые вулкано-структуры (корневые уровни вулканического чехла [40]) синсдвигового растяжения (15), генерализованные границы зон синсдвигового хрупкого растяжения коры, обеспечившего развитие позднемелового кислого и среднего вулканизма (16) и наложенного кайнозойского базальтоидного вулканизма (17). *Врезки*. Схемы динамо-кинематических условий поэтапного развития регионального структурного парагенеза. σ_g – направления генерального (инициативного) сжатия и его производного – тангенциального – сжатия (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 синсдвиговых растяжений.

Fig. 4. Structural-kinematic scheme of the junction of the Bohai-Amur and Sikhote-Alin sinistral fault systems (compiled with usage of materials [6, 9, 30, 33, 36, 37, 60]).

1 – Archean-to-Proterozoic composite kratogen (the Bureya (Буреинский), Jiamusi (Цзямусы), and Khanka (Ханкайский) massifs as well as the Sino-Korean (Сино-Корейский) craton intruded predominantly by the Paleozoic granitoids and covered in places by the Phanerozoic subplatform formations); 2 – Sikhote-Alin imbricated-and-fold system; 3 – Bohai-Amur system of sinistral obligue-reverse-slip faults (thin lines – minor faults, dotted lines – supposed or covered faults): e.g. Yilan-Yitong/Kur (Илань-Итун/Курский), Amur (Амурский), Dunhua-Mishan/Alchan (Дуньхуа-Мишань/Алчанский), and Khanka (Ханкайский); 4 – Sikhote-Alin sinistral faults (thin lines – minor faults, dotted lines – supposed or covered faults): e.g. Ussuri (Уссурийский), Shkotovo (Шкотовский), Arsenyev (Арсеньевский), Central Sikhote-Alin (Центральный Сихотэ-Алинский) as well as the Vostochny (Восточный) and Pribrezhny (Прибрежный) faults belonging to the Eastern Sikhote-Alin strike-slip fault zone (Восточно-Сихитеэ-Алинская сдвиговая зона); 5 – boundaries of the Late Cretaceous-to-Cenozoic riftogenic sedimentary basins: Middle Amur (CA), Songliao (C); 6 – Cretaceous-to-Cenozoic wedge-shaped extension structures: Eastern Amur (B), Alchan (Ал), Partizansk-Sukhodol (П), Arsenyev (A), Khanka (X), Razdolnoye (P); 7 – Eastern Amur rift; 8 – Nadanhada imbricated-thrust frontal compressional structure; 9–14 – wedge-shaped strike-slip related extension structures: the extension stresses' direction within the wedge-shaped extension structures (9) and the strata compensating them: terrigenous sediments (10) and volcanics (11) from the end of the Early to Late Cretaceous, Cenozoic sediments (12) and basalts (13), Pleistocene-to-Quaternary sediments (14); 15–17 – Eastern Sikhote-Alin volcano-plutonic belt: the Cenomanian-to-Paleocene volcanic strike-slip related extension structures (15) (root levels of the volcanic cover [40]), generalized boundaries of zones of the strike-slip related brittle crustal extension providing development of Late Cretaceous acidic and intermediate volcanism (16) and the Cenozoic superposed basaltic volcanism (17). *Inserts.* Schemes of dynamo-kinematic conditions of the step-by-step development of the regional structural paragenesis: the left insert – for the Jurassic-to-Early-Cretaceous (J-K_1) orogenic stage of strike-slip-and-thrust faulting (strike-slip related folding); the right insert – for the Late-Cretaceous-to-Cenozoic (K_2–KZ) riftogenic stage (strike-slip related rifting with formation of the sedimentary basin). σ_g – directions of the general (initial) compression and its derivative as the tangential compression (σ_t) in relation to the Central Sikhote-Alin (ЦСА) sinistral strike-slip fault; main faults of the paragenesis: Tan-Lu (ТЛ), Central Sikhote-Alin (ЦСА), Yilan-Yitong (ИИ); hollow arrows – directions of strike-slip related extensions.

позднемеловых-кайнозойских рудных месторождений Сихотэ-Алиня, подтверждая свою активность в это время [22, 30, 32, 37, 40 и др.].

Таким образом, разломы продольной системы являются левыми сдвигами с амплитудами смещений до сотен км, развитие которых началось не позднее юры, а возможно, еще и в триасе [38, 85]. Крупномасштабные левосторонние смещения по ТЛ в основном завершились к концу раннего мела. В дальнейшем ТЛ развивался главным образом как структура растяжения с кратковременными эпизодами малоамплитудных правых и левых сдвигов [50, 53, 77 и др.], в то время как по Сихотэ-Алинским левым сдвигам значительные смещения продолжались до кайнозоя включительно. Заметим, что в юре–раннем мелу Сихотэ-Алинские левые сдвиги, по-видимому, начали формироваться на нижних консолидированных уровнях коры, левосдвиговые смещения по которым проявлялись в развитии над криптосдвигами косо ориентированной к ним сквозной орогенной системы чешуйчато-складчатых структур сжатия, которые в позднем мелу были рассечены этими сдвигами, проникшими к дневной поверхности [40].

Диагональная приконтинентальная система левых взбросо-сдвигов проявлена к западу от Сихотэ-Алинской зоны левых сдвигов, оперяя ЦСА левый сдвиг (см. рис. 1, 2, 4). Одной из группировок приконтинентальной диагональной системы разломов является Бохай-Амурская (БА) зона. Она представлена, прежде всего, левыми взбросо-сдвигами Илань-Итун (ИИ) (в России – Курским) и Дуньхуа-Мишань (ДМ) (в России – Алчанским), которые, ответвляясь от ТЛ в направлении СВ 50–70° (см. рис. 1, 2) и прослеживаясь от моря Бохай до р. Амур, под острым углом примыкают к ЦСА левому сдвигу (см. рис. 4). Разломы БА зоны рассекают архейско-протерозойский композитный кратоген, левосторонне смещая его восточную границу на амплитуды от десятков до 170 км (разлом Алчанский, см. рис. 4).

Илань-Итун (ИИ) левый взбросо-сдвиг, прослеживаясь в СВ направлении на 1500 км, ограничивает осадочные бассейны Сунляо и Среднеамурский с ЮВ и СЗ соответственно, (см. рис. 1, 4). В пределах ЮВ борта ОБ Сунляо разлом ИИ, как отмечено выше, отчетливо проявлен в подошве коры, где, круто падая на СЗ, рассекает границу Мохо, взбрасывая ее на 4–5 км (см. рис. 3). В пределах СЗ борта Среднеамурского ОБ на геоэлектрическом разрезе разлом ИИ выражен зоной пониженного сопротивления, круто наклоненной на СЗ и прослеживающейся на всю мощность литосферы [10]. Здесь развитие разлома как структуры сжатия (взброса) сопровождалось формированием складчато-надвиговой системы с ярко выраженной вергентностью складок раннемеловых турбидитов на ЮВ и падением надвиговых сместителей на СЗ. Детальными исследованиями последовательности структурирования раннемеловых турбидитов (амурского комплекса) установлено, что оно происходило в два главных этапа [20, 21].

На 1-м этапе структуры формировались субнормально к сжатию, направленному на ЮЮВ, с периодом действия от начала юры и до середины альба. Этот этап проявлен, например, взбросом по разлому ИИ, ограничивающим ОБ Сунляо с ЮВ (см. рис. 3, разрез).

На 2-м этапе (после альба) стиль кинематики складчато-надвиговых структур амурского ком-

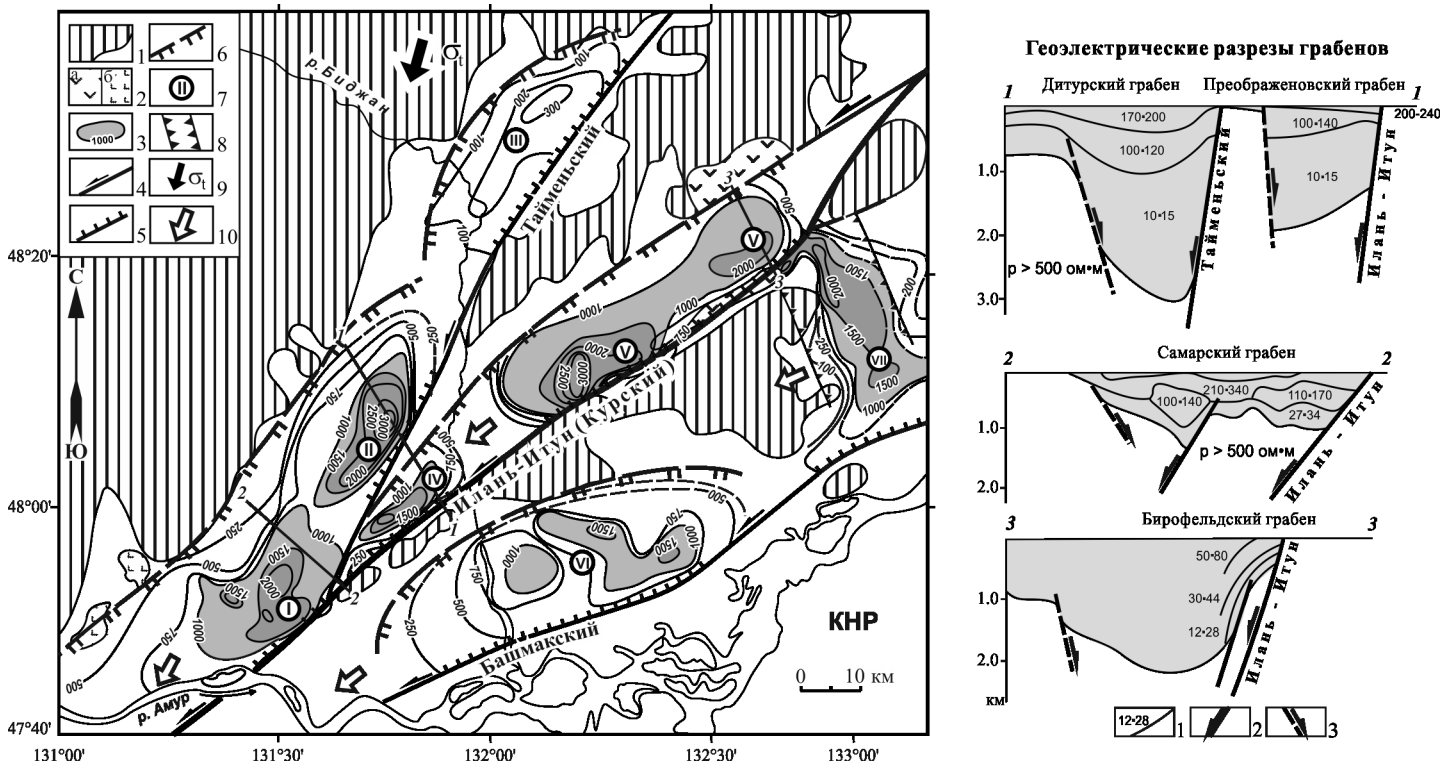


Рис. 5. Структурно-кинематическая схема формирования грабенов в западной части Среднеамурского осадочного бассейна (составлена на основе геолого-структурных схем [3, 14, 15 и др]).

1 – выходы фундамента (домеловые комплексы); 2 – эффузивный комплекс пород верхнего мела (?)–эоцена (а) и базальты плиоцен-нижнечетвертичные (б); 3 – изопахиты верхнемеловых (?)–кайнозойских образований осадочного выполнения грабенов и их локальных, наиболее глубоких (от 1000 м) прогибов; 4–5 – материнские сдвиги (4), трансформированные в сбросы на участках присдвиговых зон растяжения фундамента (5); 6 – генерализованные СЗ границы развития зон антитетических сбросов; 7 – грабены: I – Лобэй-Самарский, II – Дитурский, III – Тайменьский, IV – Преображеновский, V – Бирофельдский, VI –Башмакский, VII – Мориловецкий; 8 – сквозная структура синсдвигового растяжения фундамента, рассекающая блок коры, ограниченной сдвигами; 9 – направление регионального тангенциального сжатия; 10 – направление растяжений фундамента вдоль сдвигов. *Геоэлектрические разрезы грабенов* по[14, 16] с небольшими дополнениями в части интерпретации природы разломов). 1 – геоэлектрические горизонты и их удельные сопротивления (ом·м) 2 – материнские сбросо-сдвиги; 3 – антитетические сбросы.

Fig. 5. Structural-kinematic scheme of the grabens' formation in the western part of the Middle Amur sedimentary basin (compiled on the basis of geostructural schemes of [3, 14, 15 and others]).

1 – exposures of the basement (pre-Cretaceous complexes); 2 – effusive complex of the Upper-Cretaceous(?)-to-Eocene rocks (a), and Pliocene-to-Lower-Quaternary basalts (б); 3 – isopachytes of the Upper-Cretaceous(?)-to-Cenozoic formations of sedimentary filling of the grabens and their local deepest (from 1000 m) depressions; 4–5 – master strike-slip faults (4): e.g. Taimen (Тайменьский), Yilan-Yitong/Kursk (Илань-Итун/Курский), Bashmak (Башмакский) – transformed into normal faults within strike-slip related pull-apart zones of the basement (5); 6 – generalized NW boundaries of occurrence of antithetic normal fault zones; 7 – grabens: I – Luobei-Samara (Лобэй-Самарский), II – Ditur (Дитурский), III – Taimen (Тайменьский), IV – Preobrazhenovka (Преображеновский), V – Birofeld (Бирофельдский), VI – Bashmak (Башмакский), VII – Morilovetsky (Мориловецкий); 8 – the through strike-slip related pull-apart structure of basement, which cleaves the crustal block bounded by the strike-slip faults; 9 – direction of the regional tangential compression; 10 – extensions' direction of the basement along the strike-slip faults. *Geoelectric cross-sections* (from [14, 16] with some additions for faults' nature. Ditur (Дитурский) and Preobrazhenovka (Преображеновский) (1–1), Samara (Самарский) (2–2), and Birofeld (Бирофельдский) (3–3). 1 – geoelectric levels and their resistivities (om·m); 2 – master oblique-normal-slip fault; 3 – antithetic normal faults.

плекса изменился в сторону все большего нарастания доминанты развития послойных и близпослойных левых сдвигов, которые сопровождаются складками с крутыми и вертикальными шарнирами, осложняющими крылья сжатых складок с пологими шарнирами первого этапа деформации [20]. Идентичная последовательность сосдвиговых складчатых дислокаций была также установлена при развитии Сихотэ-Алинской складчатой системы [32]. Второй этап отразился наиболее ярко в структурировании толщи раннемеловых турбидитов. Он отражает время начала смены кинематики разлома ИИ с преимущественно взбросовой на преимущественно левосдвиговую с левосторонним разобщением восточной границы кратогена на амплитуду около 50 км (см. рис. 4). Синхронно вдоль ИИ и оперяющих его разломов в позднем мелу, и главным образом в кайнозое, формировались рифтогенные ОБ (рис. 5), которые размещены эшелонировано с шагом 30–40 км между их депоцентрами, что объясняется дискретным развитием в консолидированном фундаменте ОБ присдвиговых структур растяжения, инициирующих сбросовые просадки. Иногда эшелонированные совокупности структур растяжения образуют вытянутые ромбовидные структуры типа пулл-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль (см. рис. 5). Левосдвиговая активизация разлома ИИ синхронна с развитием сдвига ТЛ на 2-м этапе (конец раннего мела – кайнозой) как структуры растяжения, что указывает на роль сдвига ИИ в раскрытии ТЛ по законам динамопары сдвиг–раздвиг. Не менее важная роль в растяжении ТЛ принадлежит и сдвигу Дуньхуа-Мишань (см. рис. 1, 2).

Дуньхуа-Мишань (ДМ) левый взбросо-сдвиг, отчленяясь от северного фланга ТЛ и ограничивая с ЮВ Среднеамурский ОБ, примыкает под острым углом к левому сдвигу ЦСА (см. рис. 1). До апта разлом формировался как взбросо-надвиг [7 и др.], а затем, близсинхронно (середина альба) с кинематической перестройкой разлома ИИ, трансформировался в левый сдвиг и, прерывисто-непрерывно развиваясь в этом режиме до позднего кайнозоя, левосторонне сместил Сино-Корейский кратон и восточную границу архей-протерозойского композитного кратогена на идентичные амплитуды, равные 170 км (см. рис. 4). Позднемеловая-кайнозойская левосдвиговая активность разлома ДМ нашла отражение в развитии сосдвиговых растяжений, контролирующих вулканизм. Например, на участке отклонения простирания ДМ к меридиану с формированием вытянутой S-структуры на протяжении 400 км развит пояс плейстоценовых базальтов (см. рис. 4). Приоткрывание этого участка было возможным в условиях левосдвиговой активности ДМ. На сопряжении ДМ с левыми сдвигами Уссурийским и Арсеньевским (продольная система сдвигов) сформированы Ханкайский и Алчанский ОБ клиновидной формы, как и идентичной формы ОБ (Раздольненский, Партизанский, Арсеньевский), сформированные в углах сочленения Уссурийского и Арсеньевского левых сдвигов с оперяющими их Ханкайским и Шкотовским левыми сдвигами диагональной системы (см. рис. 4).

Дж. Кроуэл [58], 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 воздыманием, а в условиях расхождения (смещения от вершины клина) структура подвергается растяжению и погружению 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 (см. рис. 4) происходило растяжение коры, которое началось в конце раннего мела и прерывисто-непрерывно продолжалось в позднем мелу и в кайнозое. Проявление в некоторых клиновидных структурах и дислокаций сжатия (надвиги, складчатость) объясняется их развитием в общем поле сжатия, а также возможной периодической сменой послеальбского сдвигового этапа развития диагональной системы разломов на доальбский режим их развития как дуплексов сжатия левых сдвигов продольной системы. Инверсия геодинамических режимов в течение позднего мела–кайнозоя, по-видимому, была многократной. Это объясняет обратимую смену растягивающих усилий на сжимающие при формировании присдвиговых ОБ, которая выражена многочисленными стратиграфическими несогласиями, изменением размеров площадей седиментации, сменой осадочных формаций преимущественно болотно-озерного происхождения на морские осадки.

Роль левосдвиговой активизации разлома ДМ отчетливо проявилась в развитии Восточно-Амурского (ВА) рифта (протяженность – 300 км, ширина – до 50 км), который сформирован вдоль ЦСА сдвига, ограничиваясь с юга ДМ сдвигом (см. рис. 4, 6). Эта рифтогенная структура растяжения компенсирована позднемеловыми вулканогенно-осадочными комплексами и широким развитием базальтоидного магматизма в кайнозое. Морфология ВА рифта и его структурно-кинематическое позиционирование однозначно свидетельствуют в пользу его раскрытия как тыловой структуры растяжения блока коры, левосторонне смещавшегося на ЮЗ вдоль ДМ левого сдвига. Синхронно в растяжение вовлекались и узкие блоки коры, ограниченные левыми сдвигами, параллельными материнскому сдвигу ДМ, с развитием частных проги-

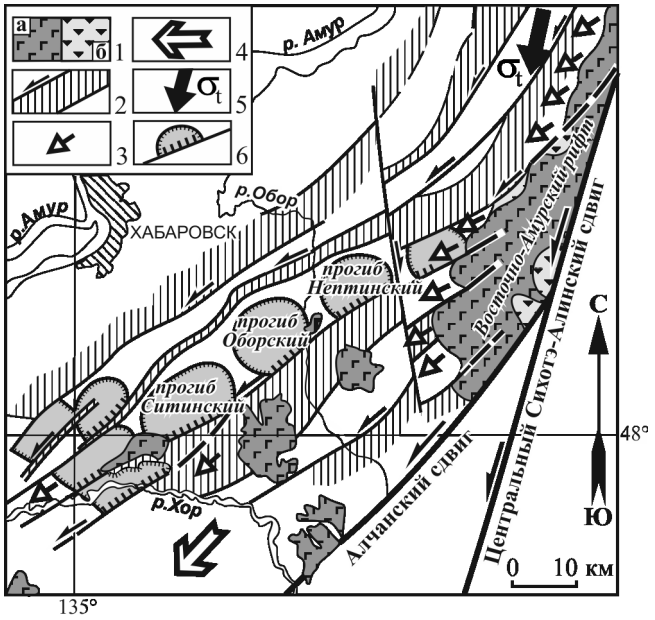


Рис. 6. Структурно-кинематическая схема формирования Восточно-Амурского рифта. Составлена с использованием материалов [15].

1 – кайнозойско-четвертичные базальты (а) и верхнемеловые вулканогенно-осадочные комплексы (б); 2 – выступы складчатого фундамента, ограниченные сдвигами (по геофизическим данным); 3 – направление сосдвиговых растяжений фундамента; 4 – направление смещения СЗ крыла Алчанского сдвига; 5 – направление вторичного (тангенциального) сжатия, продуцированного в результате левостороннего смещения блока коры вдоль ЦСА глубинного разлома (следствие генерального инициативного сжатия); 6 – осадочные бассейны, сформированные на участках растяжения блоков коры, ограниченных сдвигами.

Fig. 6. Structural-kinematic scheme of formation of the Eastern Amur rift (compiled with usage of materials of [15]).

1 – Cenozoic-Quarternary basalts (a) and Upper Cretaceous volcanogenic-and-sedimentary complexes (б) (e.g. within the Eastern Amur rift (Восточно-Амурский рифт); 2 – the uplifts of folded basement bounded by strike slip faults (according to geophysical data); 3 – direction of strike-slip related extensions of the basement; 4 – dislocation direction of the NW side of the Alchan strike-slip fault (Алчанский сдвиг); 5 – direction of the secondary (tangential) compression resulting from of the left-hand slip of the crustal block along the Central Sikhote-Alin deep-seated strike-slip fault (Центрально-Сихотэ-Алинский сдвиг) (as an effect of the general initial compression); 6 – sedimentary basins (e.g. Sita (Ситинский), Obor (Оборский), Neptinsky (Нептинский) formed within the extension areas of crustal blocks bounded by strike-slip faults.

бов (см. рис. 6), которые, как и дискретные прогибы, получившие развитие вдоль левого сдвига ИИ (см. рис. 5), ограничивающего Среднеамурский ОБ с СЗ, формировали рифтогенную инфраструктуру ЮВ борта ОБ.

Динамо-кинематические обстановки парагенеза продольной и диагональной разломных систем ВАГСЗ и рифтогенез

Анализ морфокинематических характеристик транзитных разломных систем, а также пространственно-временные взаимоотношения их развития позволяют раскрыть общую картину парагенеза продольных и диагональных систем разломов ВАГСЗ. Тан-Лу-Сихотэ-Алинская (ТС) продольная система левых сдвигов (СВ 25–30°) и Бохай-Амурская (БА) диагональная система взбросо-сдвигов (СВ 50–70°) развивались парагенетически в два главных этапа (см. рис. 4, врезка).

На 1-м, сдвиго-надвиговом, этапе (юра–ранний мел) в условиях генерального сжатия континентальной коры, направленного на ЮЮВ, транзитные разломы ТС системы формировались как левые сдвиги со значительными амплитудами смещений, ориентируясь к сжатию под острым (25–30°) углом. Синхронно, как парагенез сжатия и левосдвигового дуплексирования, формировалась диагональная БА система транзитных взбросов. Она развивалась в одном плане и генетическом единстве с параллельной ей Сихотэ-Алинской чешуйчато-складчатой системой (простирание СВ 50–70°), получившей развитие к востоку от архей-протерозойского кратогена (см. рис. 4). Здесь в сосдвиговую складчатость и чешуирование были вовлечены палеозойские и раннемезозойские преимущественно терригенные и, в меньших объемах, карбонатно-кремнисто-вулканогенные отложения. В результате сформировались протяженные в СВ направлении складчато-горстовые поднятия, которые, воздымаясь и наращиваясь вдоль бортов чешуйчато-надвиговыми аккрециями, расширялись по латерали с формированием горст-аккреционных орогенов (ГАО) [39, 82, 83]. Вергентность обрамляющих горсты преимущественно листрических чешуйчато-надвиговых структур в противоположных направлениях (от осей горстов) указывает на воздымание ГАО в условиях продольного сжатия коры, ориентированного в ЮЮВ направлении. Продолжая воздыматься и в раннем мелу, ГАО служили главными источниками сноса терригенного материала, компенсирующего раннемеловые межорогенные осадочные морские бассейны. В дальнейшем конседиментационные чешуйчато-складчатые сосдвиговые дислокации раннемеловых осадков привели в конце раннего мела к закрытию раннемеловых межорогенных турбидитовых бассейнов, к середине альба море окончательно покинуло пределы Сихотэ-Алиня.

Таким образом, сосдвиговое складчато-надвиговое орогенное скучивание масс (конструктивный тектогенез) было главным событием 1-го этапа (юра–ранний мел) парагенеза продольной ТС системы левых сдвигов и диагональной БА системы взбросо-надвигов.

На 2-м этапе (с конца альба) кинематика развития системы складчато-надвиговых структур стала меняться с поступательным нарастанием доминанты послойных левых сдвигов, сопровождаемых складками с крутыми шарнирами (аксоноклиналями), наложенными на круто падающие крылья протоскладок 1-го этапа парагенеза. Наложенная аксоноклинальная складчатость отражает кинематическую перестройку разломов БА системы от преимущественно взбросовой к преимущественно левосдвиговой. В результате этого в позднем мелу–кайнозое восточная граница архей-протерозойского кратогена была левосторонне разобщена на амплитуды от первых десятков до сотен км, отражая главную кинематическую особенность 2-го этапа развития БА разломов (см. рис. 4).

Сдвиговый этап активности разломов БА системы сопровождался сосдвиговой рифтогенной деструкцией допозднемеловых образований с развитием вдоль сдвигов осадочных бассейнов, в т. ч. и типа пулл-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль. Синхронно формировались протяженные на сотни километров рифты – Тан-Лу и Восточно-Амурский – как следствие трансформации сдвигов (соответственно Тан-Лу и фрагмента Центрально-Сихотэ-Алинского) в структуры растяжения. S-образная морфология рифта Тан-Лу отвечает морфологии гигантского дуплекса растяжения типа пулл-апарт, смыкающего несоосные левосдвиговые зоны – Бохай-Амурскую и Южно-Китайскую (см. рис. 1). В этих структурных условиях раскрытие рифта могло происходить в результате смещения ЮВ крыльев несоосных сдвиговых зон на СВ или их СЗ крыльев на ЮЗ. Если предположить смещение, например, ЮВ крыла левого сдвига Дуньхуа-Мишань (ДМ) на СВ (амплитуда 170 км), то на участке его примыкания к ЦСА сдвигу (см. рис. 4, 6) должны были бы сформироваться структуры фронтального сжатия. Однако таких структур здесь не обнаружено, в то время как в тылу СЗ крыла сдвига ДМ, отражая его смещение на ЮЗ, происходило тыловое растяжение с формированием вдоль ЦСА сдвига Восточно-Амурского рифта (см. рис. 6). Отсюда вытекает, что раскрытие S-образных рифтов Тан-Лу и Восточно-Амурского, которые сформировались на противоположных флангах сдвига ДМ, как и вытянутая S-структура, образовавшаяся в его центральной части и компенсированная базальтоидами (см. рис. 4), есть следствие смещения СЗ крыла сдвига ДМ на ЮЗ 230–250°. Левосдвиговые смещения СЗ крыльев разломов БА системы, оперяющих ЦСА левый сдвиг, как и смещение в этом направлении клиновидных структур (см. рис. 1, 4), могли происходить в условиях ЮЗ сжатия. Это вторичное сжатие отвечает направлению тангенциального сжатия ЦСА левого сдвига и генерировалось прерывисто-длительным смещением в этом направлении (ЮЗ 205–210°) СЗ крыла сдвига (позднемеловая-кайнозойская амплитуда левого смещения – 60–120 км).

Природа поэтапной смены направлений напряжений сжатия при развитии сдвиговых зон согласуется с результатами фундаментальных исследований, начиная с работ [54, 56, 68, 70 и др.], согласно которым после образования разлома (сдвига) и последующего его развития создаются новые (вторичные) поля напряжений, обеспечивающие закономерную последовательность разнопланового тектонического структурирования. Важно подчеркнуть, что левосдвиговые смещения СЗ крыльев разломов и диагональной, и продольной систем в ЮЗ направлении (суммарный сектор смещений – ЮЗ 205–250°) демонстрируют динамокинематическую активность Азиатского континента. Этот вывод позволяет в известной степени снять поставленную в свое время проблему [31, 32, 34] условий левосдвигового режима развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в пользу смещения Азиатского континента на ЮЗ (см. рис. 1) [45], а не Тихоокеанских океанических плит на ССВ, как принято считать с позиций парадигмы тектоники литосферных плит. Смещение континентальных масс вдоль левых сдвигов ССВ простирания на ЮЗ, по-видимому, происходило в условиях глобального меридионального сжатия, которое соответствует направлению полюсобежных сил (сил Этвеша) ротационной природы [41].

Роль ВАГСЗ в формировании рифтогенных осадочных бассейнов Юго-Восточной Азии

Палеоген-четвертичные осадочные бассейны (ОБ) Юго-Восточной Азии размещены вдоль разломов северо-западного средиземноморского направления (рис. 7), что ориентирует исследователей на рассмотрение их в качестве главных структур в формировании ОБ. Роль разломов ВАГСЗ в этом процессе практически не принимается во внимание. Между тем система северо-западных разломов пересечена ВАГСЗ, что ставит задачу поиска ее роли в формировании ОБ. Важно проанализировать кинематические характеристики разноориентированных систем разломов и рассмотреть их возможный парагенез, обусловивший формирование ОБ.

Система разломов СЗ направления отражает строение юго-восточного фланга Евразийской транзитной разломной системы, которая ограничивает континенты с ЮЗ, характеризуясь весьма сложной кинематикой развития, в том числе и сдвигами, преимущественно правыми [38, 41].

Согласно исследованиям кинематики разломов зоны Красной Реки и прилегающих территорий [46], здесь четко доминируют две системы крутопадающих тектонических сместителей – северо-

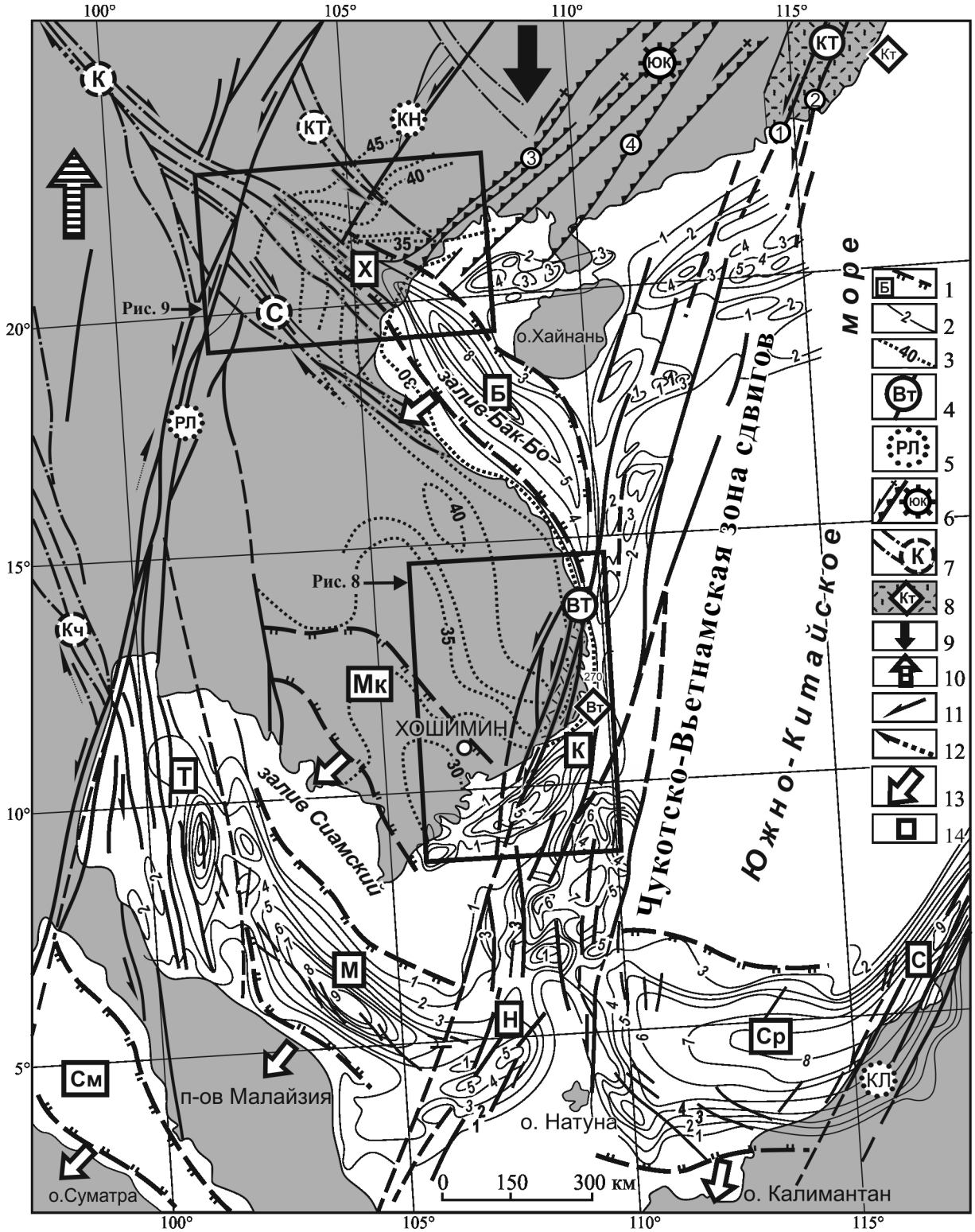


Рис. 7. Разломная структура и динамо-кинематическая схема формирования рифтогенных депрессий Юго-Восточной Азии по [46] с дополнениями.

1 – кайнозойские депрессии: Б – Бак-Бо (Шонгхонг/Красной реки), Х – Ханойская, Мк – Меконгская, М – Малаккская, Ср – Саравакская, Н – Вест-Натуна, С – Сабах, Т – Тай, К – Кыулонгская, См – Суматранская; 2 – мощность (км) третичных отложений по данным сейсморазведки и бурения; 3 – мощность континентальной коры по геофизическим данным (км); 4 – Чукотско-Вьетнамская (ЧВ), стержневая в ВАГСЗ, транзитная сдвиговая зона и составляющие ее южный фланг региональные сдвиговые зоны: КТ – Китайская (составляющие ее сдвиги: Люшуй-Хайфон (1) и Чанг-Нанао (2), ВТ – Вьетнамская; 5 – продольная система левых сдвигов, сформированная в одном плане с ЧВ стержневой зоной:

РЛ – Ранонг-Лайтяу, КЛ – Калимантан; 6 – Южно-Китайская (во Вьетнаме – Куангинь) диагональная (СВ 50–70°) система взбросо-сдвигов ВАГСЗ и составляющие ее сдвиги: Мишань-Дунсин (3) и Сыхуэй-Учуаньский (4); 7 – сдвиговые зоны средиземноморского направления: Красной Реки (К), Канчанобури (Кч), Сонгма (С), Каобанг-Тиен (КТ); 8 – южный фланг Восточно-Азиатского вулканического пояса и составляющие его сегменты: Китайский (Кт), Вьетнамский (Вт); 9 – направление ротационного (полюсобежного) сжатия; 10 – направление сжатия Индо-Евразийской коллизии; 11–12 – направление сдвиговых смещений в результате ротационного сжатия (11) и сжатия Индо-Евразийской коллизии (12); 13 – направления сосдвигового растяжения депрессий в условиях левосторонней активизации продольной системы сдвигов ВАГСЗ; 14 – участки детального изучения кинематики разломов (рис. 8, 9).

Fig. 7. Fault geometry and dynamo-kinematic scheme of formation of riftogenic depressions of South-Eastern Asia from [46] added.

1 – Cenozoic depressions: Б – Bac Bo (Song Hong/Red River), Х – Hanoi, Мк – Mekong, М – Malacca, Ср – Sarawak, Н – West Natuna, С – Sabah, Т – Thai, К – Cuu Long, См – Sumatra; 2 – thickness (km) of the Tertiary sediments, according to seismic exploration and drilling; 3 – thickness (km) of continental crust, according to geophysical data; 4 – Chukotka-Vietnamese (CV) through strike-slip fault zone (Чукотско-Вьетнамская зона сдвигов) (it is the pivot zone within the EAGSSFZ) and its southern flank including the regional strike-slip fault zones: КТ – Chinese (including its strike-slip fault: Liu-Shui-Haiphong (1) and Chang-Nanao (2), ВТ – Vietnamese; 5 – the longitudinal sinistral fault system formed in identical settings with the CV pivot zone: РЛ – Ranong-Lai Chau, КЛ – Kalimantan; 6 – Southern Chinese (in Vietnam – Quang Ninh) diagonal (NE 50–70°) obligue-reverse-slip fault system (ЮК) of the EAGSSFZ and its components (strike-slip faults): Mingshan-Dongxing (3) and Sihui-Wuchuan (4); 7 – strike-slip fault zones of the Mediterranean direction: Red River (К), Kanchanaburi (Кч), Song Ma (С), the Cao Bang-Tien (КТ); 8 – southern flank of the Eastern Asia volcanic belt and its segments: Chinese (Кт), Vietnamese (Вт); 9 – direction of the rotational (Eotvos) compression; 10 – direction of compression of the Indo-Euroasian collision; 11–12 – the direction of strike-slip dislocations resulting from the rotational compression (11) and the compression of the Indo-Euroasian collision (12); 13 – the directions of strike-slip related extension of depressions under the left-hand activation of the longitudinal strike-slip fault system of the EAGSSFZ; 14 – areas of the elaborate study of fault kinematics (Fig. (рис.) 8, 9).

западного и северо-восточного направлений (рис. 8, врезка б) с преимущественно пологой тектонической штриховкой, характеризующих сдвиговую кинематику разломов (см. диаграммы на рис. 8). В результате возможного дифференцированного смещения блоков коры на ЮВ ограничивающие их с СВ и ЮЗ разломы СЗ простирания могли формироваться как левые и правые сдвиги соответственно, что объясняет развитие здесь сдвигов с противоположной кинематикой. Например, блок, сместившийся правосторонне на ЮВ вдоль разломов зоны Красной Реки, мог обеспечить левостороннюю кинематику разлома Каобонг-Тиен (см. рис. 8), что подтверждается формированием вдоль этого разлома широкой зоны структур растяжения типа пулл-апарт левосдвиговой природы. Смещение этого блока на ЮВ подтверждается также развитием фронтального взбросового пояса сжатия в Южно-Китайской (во Вьетнаме – Куангинь) зоне сдвигов СВ простирания (см. рис. 8, точечный пунктир на диаграммах). Правые сдвиги по системе разломов Красной Реки, возможно, привели к некоторому растяжению депрессии Бак Бо. Однако считать эти условия в формировании депрессии главными вряд ли можно. Гораздо продуктивнее, по нашему мнению, проблема формирования депрессий Юго-Восточной Азии решается с привлечением в этот процесс сдвиговой кинематики разломов ВАГСЗ.

Северо-восточная система разломов ВАГСЗ представлена, прежде всего, южным флангом транзитной Чукотско-Вьетнамской (ЧВ) сдвиговой зоны, которая состоит здесь из Китайского и Вьетнамского звеньев, контролирующих одноименные сегменты Восточно-Азиатского вулканического пояса. ЧВ зона с юго-востока ограничивает древний массив Контум (рис. 9), а также наиболее крупные депрессии: Бак Бо, Меконгскую, Малаккскую, Суматранскую, а с запада – Сарawакскую (см. рис. 7). В пределах акватории ЧВ зона выражена развитием изометричных небольших депрессий, которые, группируясь, образуют мозаично-блоковую структуру, отражающую исключительно интенсивную тектоническую раздробленность континентальной коры. Сдвиговая кинематика южного фланга ЧВ зоны обнаруживается в ее Китайском звене (см. рис. 7), где наиболее детально изучены сдвиги Люшуй-Хайфон и Чанг-Нанао с амплитудами левосдвиговых смещений 300 и 50 км соответственно [85]. При изучении кинематики разломов Вьетнамского звена [46] установлена доминанта северо-восточных крутых разрывов с пологой (сдвиговой) тектонической штриховкой (см. рис. 9, диаграммы а и б соответственно) [36]. Совокупность приведенных характеристик для южного фланга ЧВ зоны подтверждает ее транзитный характер развития как глубинной сдвиговой структуры, стержневой в ВАГСЗ, активной начиная с конца раннего мела (формирование Восточно-Азиатского вулканического пояса) и, несомненно, игравшей важную роль в сосдвиговом генезисе крупнейших кайнозойских депрессий Юго-Восточной Азии.

Условиями левосдвиговой активности ЧВ зоны достаточно уверенно объясняется механизм растяжения главнейших депрессий.

Формируясь эшелонировано с субравным (300–500 км) шагом вдоль ЧВ сдвиговой зоны, вытянутые в СЗ направлении депрессии полностью отвечают положению структур растяжения в условиях левосдвиговой активизации этой транзитной сдвиговой зоны. Вместе с тем в этих процессах участво-

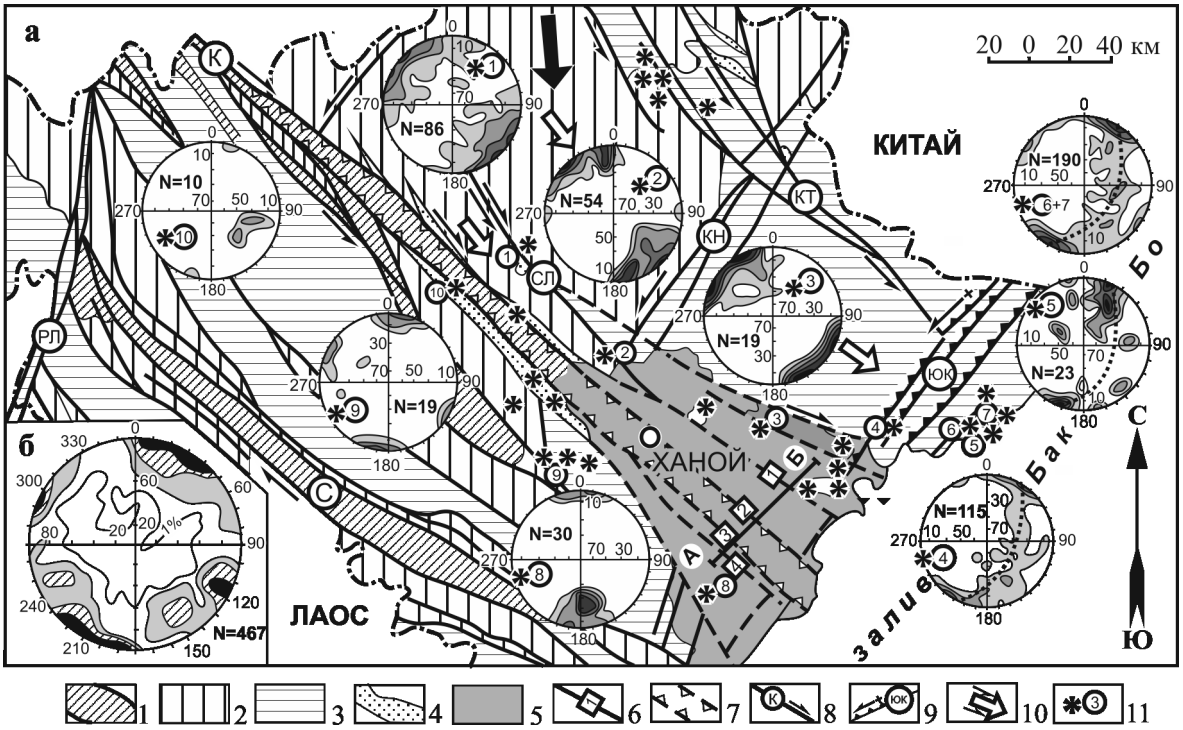


Рис. 8а. Кинематические характеристики разломов, обрамляющих Ханойскую депрессию [46] с небольшими изменениями и дополнениями) (а).

1 – амфиболитовые гнейсы, амфиболиты, кварциты, мигматиты, слои мрамора, графита (протерозой–поздний кембрий); 2 – терригенно-кремнисто-карбонатные образования, в отдельных зонах туфогенные и метаморфизованные (средний кембрий–пермь); 3 – терригенно-кремнисто-карбонатные и вулканогенные образования (мезозой); 4 – верхнемиоценовые континентальные отложения (конгломераты, крупнозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты, лигниты); 5 – четвертичные отложения Ханойской депрессии; 6 – сдвиги, трансформированные в сбросы в пределах Ханойской депрессии: 1 – Сонг Ло, 2 – Винь Нинь, 3 – Тхай Бинь, 4 – Сонг Чау; 7 – границы (взбросы) горста Тиен Хай, перекрытые в пределах Ханойской депрессии неоген-четвертичными отложениями; 8 – сдвиговые зоны: К – Красной Реки (Шонгхонг), С – Сонгма, КН – Кхуан-Нанг, КТ – Каобанг-Тиен, СЛ – Сонг Ло; РЛ – Ранонг-Лайтяу; 9 – Южно-Китайская зона взбросо-сдвигов (во Вьетнаме – зона Куангинь); 10 – предполагаемое направление смещения блоков коры (полая стрелка) с синхронным формированием левых и правых сдвигов, обрамляющих блоки (стрелки); 11 – точки полевых наблюдений. Замеры тектонических штрихов в точках, обозначенных цифрами, представлены в виде диаграмм (сетка Вульфа, верхняя полусфера; шаг изоконцентраций – через 1%, N – количество замеров).

б. Суммарная диаграмма (сетка Вульфа, верхняя полусфера) ориентировки разрывов с признаками смещений (N – количество замеров).

Fig. 8a. Kinematic characteristics of the faults framing the Hanoi depression (from [46] reasonably changed and added).

1 – amphibolite gneisses, amphibolites, quartzites, migmatites, marble and graphite beds (Proterozoic–Late Cambrian); 2 – the terrigenous-siliceous-carbonate formations in places tuffaceous and metamorphized (Middle Cambrian–Permian); 3 – terrigenous-siliceous-carbonate and volcanogenic strata (Mesozoic); 4 – Late Miocene continental sediments (conglomerates, coarse-grained polymictic sandstones, siltstones, and lignites); 5 – Quaternary sediments of the Hanoi depression; 6 – strike-slip faults transformed into normal ones within the Hanoi depression: 1 – Song Lo, 2 – Vinh Ninh, 3 – Thai Binh, 4 – Song Chau; 7 – the boundaries (reverse faults) of the Tien Hai horst being covered by the Neogene-to-Quaternary deposits within the Hanoi depression; 8 – strike-slip fault zones: K – Red River (Song Hong), C – Song Ma, KH – Khuan-Nang, KT – Cao Bang-Tien, CJ – Song Lo; PJ – Ranong-Lai Chau; 9 – Southern Chinese obligue-reverse-slip fault zone (in Vietnam – Quang Ninh zone); 10 – proposed direction of displacement of crustal blocks (hollow arrow) with simultaneous formation of the left- and right-slip faults framing the blocks (arrows); 11 – points of field observations. The measurements of tectonic striations in the points shown by numerals are figured as diagrams (Wulff net, upper hemisphere, isoconcentration interval is 1%, N – quantity of their measurements).

б. Total diagram (Wulff net, upper hemisphere) of orientations of the fault with sign of displacement (N – quantity of the measurements).

вали и зоны разломов Ранонг-Лайтяу и Калимантан, сформированные в одном плане с ЧВ и ограничивающие депрессии на противоположных от ЧВ зоны флангах (рис. 7). Например, формирование Малаккской депрессии (Сиамский залив) происходило в результате растяжения блока коры, ограниченного зонами левых сдвигов ЧВ и Ранонг-Лайтяу. Саравакская депрессия есть следствие рас-

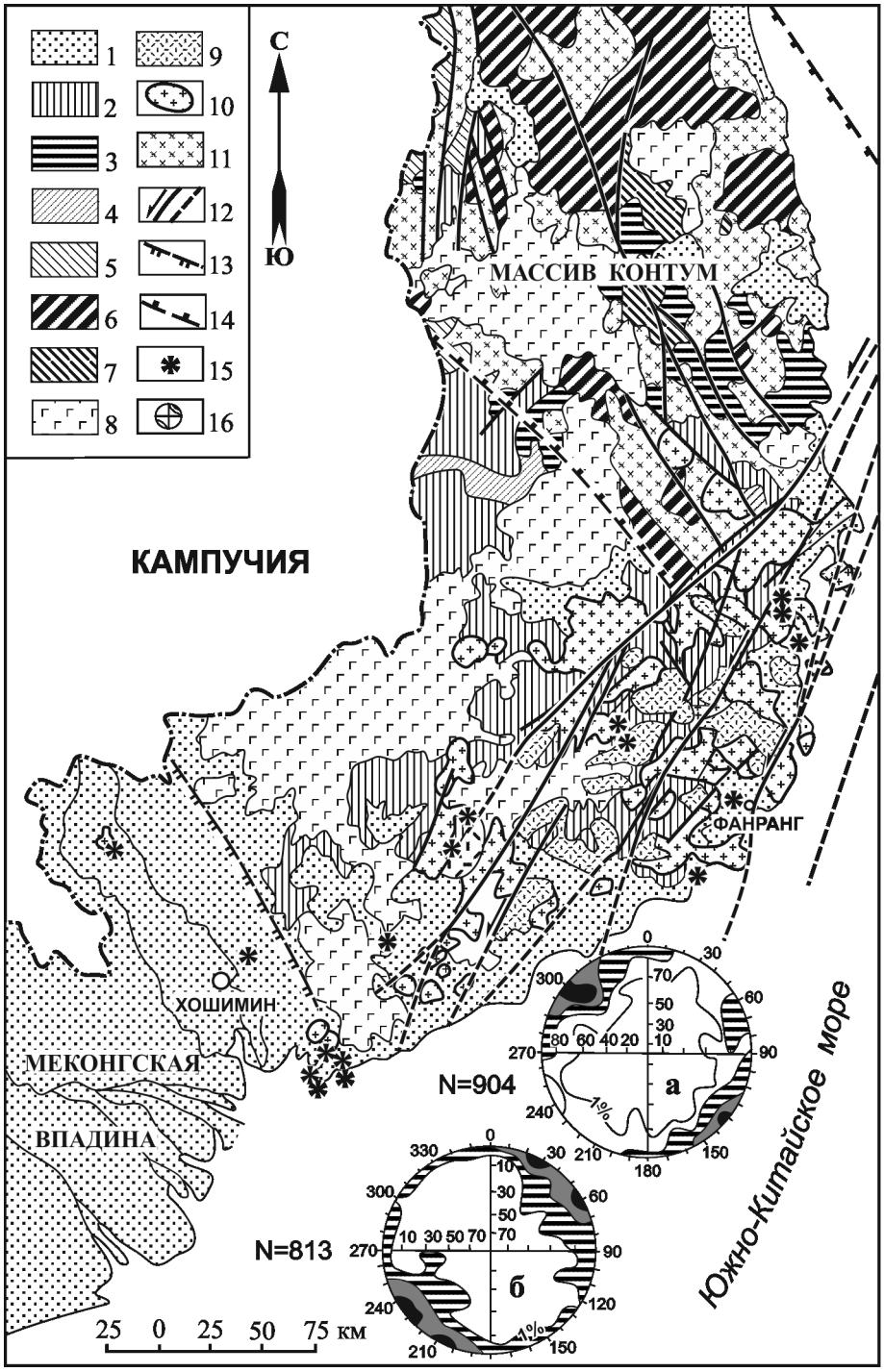


Рис. 9. Геолого-структурная схема Южного Вьетнама по [36].

1 – четвертичные и частично неогеновые преимущественно континентальные (речные и озерные) отложения с маломощными прослоями морских отложений и маломощными лавами базальтов; 2 – ранне-среднеюрские морские отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, мергелистые сланцы); 3 – триасовые нерасчлененные морские и континентальные образования (песчаники, алевролиты, известняки, риолиты, базальты); 4 – верхнепалеозойские песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, известняки, базальты, андезиты; 5 – ордовикско-силурийские конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, андезиты, риолиты; 6 – протерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мрамора, доломиты; 7 – архейские гранулиты, кристаллические сланцы, мрамора; 8 – четвертичные и неогеновые базальты; 9–10 – позднемезозойско-раннекайнозойские липариты, дациты и их туфы (9) и граносиениты, граниты, сиениты, гранодиориты (10); 11 – позднемезозойские граниты, гранодиориты, граносиениты, монцониты; 12 – разломы установленные (сплошные линии) и предполагаемые (пунктир); 13 – границы Меконгской депрессии; 14 – границы древнего выступа Контум; 15 – точки полевых наблюдений с массовыми замерами ориентировок разрывов с признаками смещений и тектонической штриховки; 16 – суммарные диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) ориентировки по-

люсов разрывов с признаками смещений (а) и тектонической штриховки (б). Изоконцентрации ориентировок на диаграммах проведены через 1%, N – количество замеров.

Fig. 9. Geostructural scheme of the Southern Vietnam according to [36].

1 – Quaternary and partly Neogene continental (fluvial and lacustrine) deposites with thin interbeds of marine sediments and basalt lavas; 2 – Lower-to-Middle Jurassic marine sediments (conglomerates, sandstones, siltstones, argillaceous slates, and marl shales); 3 – undifferentiated Triassic marine and continental strata (sandstones, siltstones, limestones, rhyolites, and basalts); 4 – Upper Paleozoic sandstones, argillaceous and siliceous shales, limestones, basalts, and andesites; 5 – Upper Ordovician-to-Silurian conglomerates, sandstones, argillaceous and siliceous shales, andesites, and rhyolites; 6 – Proterozoic gneisses, crystalline schists, amphibolites, quartzites, marbles, and dolomites; 7 – Archean granulites, crystalline schists, marbles; 8 – Quaternary and Neogene basalts; 9–10 – Late Mesozoic to Early Cenozoic liparites, dacites and their tuffs (9) and granosyenite, granites, syenites, and granodiorites (10); 11 – Late Mesozoic granites, granodiorites, granosyenites, and monzonites; 12 – faults established (full lines) and proposed (dotted lines); 13 – boundaries of the Mekong depression; 14 – boundaries of the ancient Kon Tum uplift; 15 – points of field observations with mass measurements of orientations for fault polish surfaces and tectonic striations; 16 – total diagrams (Wulff net, upper hemisphere) of orientations of poles of fault (a) and tectonic striations' lines (б). Contour isoconcentration interval for the diagram traceries is 1%, N – quantity of the measurements.

тяжения блока, ограниченного ЧВ и Калимантан левосдвиговыми зонами. Депрессия Бак Бо (Сонг Хонг), локализуясь вдоль зоны сдвигов Красной Реки, с СЗ ограничена Южно-Китайской (во Вьетнаме – Куангинь) диагональной системой взбросо-сдвигов ВАГСЗ (см. рис. 1, 7). Левосдвиговая кинематика этой системы установлена в Китае на примере разломов Мишань-Дуньсин и Сыхуэй-Учуань с амплитудами левых смещений 200 и 70 км соответственно [85]. В пределах Вьетнама проведены массовые замеры ориентировок тектонических штрихов, подтвердивших сдвиговую кинематику разрывов Южно-Китайской зоны (см. рис. 9). Есть основание считать, что главное раскрытие депрессии Бак Бо происходило в результате левосдвиговой активизации ЧВ и Южно-Китайской зон разломов, ограничивающих депрессию с флангов (см. рис. 7). В раскрытии, возможно, участвовала и зона левых сдвигов Кхуан Нанг, которая ограничивает Ханойскую депрессию (продолжение депрессии Бак Бо на суше) с СЗ (см. рис. 9).

Механизм растяжения блоков коры, ограниченных сдвигами, хотя и в меньших масштабах, как показано выше, установлен в Восточно-Сихотэ-Алинской сдвиговой зоне (см. рис. 4), где в поперечных к сдвигам структурах растяжения формировались ОБ и протекал интенсивный вулканизм. Важно обратить внимание на то, что вследствие, например, изменения относительной скорости сдвигового смещения смежных блоков коры, разделяющих депрессии, последние могут трансформироваться из структур растяжения в структуры сжатия и в обратной последовательности. Возможно, это одна из причин смены режимов растяжения на сжатие в развитии депрессий.

Таким образом, главная роль Евразийской транзитной системы разломов СЗ направления в формировании депрессий, по-видимому, состояла в том, что они рассекли континентальную кору, а сдвиговая активность разломов ВАГСЗ обусловила их парагенетическое раскрытие. И не случайно депрессии вдоль СЗ системы разломов сформировались только на их ЮВ флангах, где они пересечены сдвигами ВАГСЗ.

ВЫВОДЫ

Континентальный рифтогенез Восточной окраины Азии протекал в условиях левосдвиговой активизации Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ), эволюционное развитие которой происходило в два этапа: 1) орогенный (конструктивный тектогенез) и 2) рифтогенный (деструктивный тектогенез).

1. Орогенный этап (юра–ранний мел) – следствие парагенетического развития диагональной системы складчато-надвиговых дислокаций как структур сжатия продольной системы левых сдвигов ВАГСЗ.

Орогенное скучивание масс происходило в условиях левосдвиговой активности продольной системы разломов в континентальной коре, по-видимому, с разной степенью развития. Тан-Лу, рассекая всю мощность коры, в процессе левосдвиговых смещений на сотни километров формировал чешуйчато-складчатую систему разломов как структур сжатия, оперяющих сдвиг. В отличие от Тан-Лу, Сихотэ-Алинские сдвиги в юре–раннем мелу, по-видимому, формировались на нижних консолидированных уровнях коры (литосферы), левосдвиговые смещения по которым проявлялись развитием над криптосдвигами косо ориентированной системы чешуйчато-складчатых структур сжатия. В целом орогенное сосдвиговое скучивание масс продолжалось до конца раннего мела.

2. Рифтогенный этап (поздний мел–кайнозой) – следствие сосдвигового растяжения блоков коры, ограниченных продольными сдвигами, и рифтогенеза, связанного с перестройкой кинематики диагональной системы разломов с преимущественно взбросо-надвиговой (первый этап) на преимущественно левосдвиговую (второй этап).

К позднему мелу надсдвиговая чешуйчато-складчатая система была рассечена Сихотэ-Алин-

ской системой левых сдвигов. Ограниченные сдвигами блоки коры вступили в этап сосдвигового растяжения с формированием поперечных к сдвигам структур, которые инициировали просадки с формированием ОБ и служили каналами для продвижения к поверхности магматических продуктов с формированием (главным образом в позднем мелу) Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, несогласно перекрывшего складчатое основание. В принципиально идентичных структурно-кинематических условиях происходило формирование и кайнозойских депрессий Юго-Восточной Азии.

В условиях прекращения главных левосдвиговых смещений по Тан-Лу и значительных (амплитуда 60–120 км) смещений СЗ крыла трансрегионального Центрально-Сихотэ-Алинского глубинного сдвига на ЮЗ 205–210° в этом направлении возникло вторичное (тангенциальное) сжатие, что привело к смене взбросовой (первый этап) кинематики разломов диагональной системы на преимущественно сдвиговую со смещением их СЗ крыльев на ЮЗ 230–250°. Вдоль сдвигов формировались рифтогенные структуры растяжения, контролирующие осадочные бассейны относительно небольших размеров, в том числе и типа пулл-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения была главной. Левосдвиговая активизация Бохай-Амурской системы разломов со смещением их СЗ крыльев на ЮЗ привела к трансформации сдвига Тан-Лу в структуру растяжения с формированием рифта шириной до 80 км и просадкой его бортов по системе сбросов с образованием Северо-Китайского осадочного бассейна шириной 700 км. Инъекции плейстоценовых базанитов с включениями свидетельствуют о роли разлома Тан-Лу на стадии растяжения как магмоподводящего канала, проникающего на глубину до 70–90 км. Синхронно с Тан-Лу, подтверждая его растяжение как следствие смещения СЗ крыльев Бохай-Амурской системы сдвигов на ЮЗ, сформировался Восточно-Амурский рифт, идентичный Тан-Лу по ориентировке, морфологии и глубинности заложения (позднекайнозойский базальтоидный магматизм).

Установленная сосдвиговая природа континентального рифтогенеза ориентирует на новые подходы в решении проблемы формирования глубоководных впадин окраинных морей, сформированных в пределах ВАГСЗ (см. рис. 1). В строении континентальной коры в структурах сосдвигового растяжения наблюдается ее утонение на 10–15 км, что делает их сходными со строением глубоководных впадин (рифтов) с корой океанического типа. Эти структуры роднит важное морфологическое сходство – кора в их пределах выражена в виде двояковогнутой линзы, в форме, известной в тектонофизике как “шейка растяжения”. Такой формы сосдвиговое растяжение континентальной коры с сокращением ее мощности, с одной стороны, обусловило нисходящие сбросовые просадки с формированием ОБ и глубоководных впадин, с другой – синхронное встречное воздымание мантии с инъекцией мантийных астенолитов, демонстрирующее пассивный рифтогенез. Отсюда следует, что формирование ОБ и глубоководных впадин, как и синхронный подъем мантии, – процессы вторичные, обусловленные сосдвиговым растяжением континентальной коры.

Установленные левосдвиговые смещения СЗ крыльев разломов и диагональной и продольной систем в ЮЗ направлении (суммарный сектор смещений – ЮЗ 205–250°) демонстрируют динамокинематическую активность Азиатского континента. Этот вывод позволяет в известной степени снять поставленную в свое время [31, 32] проблему условий левосдвигового режима развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в пользу смещения Азиатского континента на ЮЗ [45], а не Тихоокеанских океанических плит на ССВ, как принято считать с позиции парадигмы тектоники литосферных плит. Смещение континентальных масс вдоль левых сдвигов ССВ простирания на ЮЗ было возможным в условиях направленного на юг глобального сжатия, которое соответствует направлению полюсобежных сил (сил Этвеша) ротационной природы [41].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попова А.А., Потапьев С.В. (1976) Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 90 с.
2. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В., Суворов А.И., Трифонов В.Г., Коптев В.В., Щерба И.Г. (1963) Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. *Разломы и горизонтальные движения земной коры.* М.: Наука, 29-43.
3. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л.. Кузнецов В.Е. (1997) Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Тан-Лу (Приамурье). *Тихоокеан. геология.* **16**(2), 93-102.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. (1986) Восточно-Азиатский грабеновый пояс. *Тихоокеан. геология*. (3), 3-13.
5. Воронов П.С. (1968) Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 123 с.
6. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1 : 250 000 (1991) (Под ред. Л.И. Красного). Л.: ВСЕГЕИ.
7. Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Донг-У Ли, Волынец Е.Б., Маркевич В.С. (2002) История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье). *Геотектоника.* (3), 53-65.
8. Иванов Б.А. (1961) Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). *Докл. АН СССР* **138**(4), 43-47.

9. Иванов Б.А. (1972) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 115 с.
10. Каплун В.Б. (2009) Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований (Дальний Восток). *Тихоокеан. геология.* **28**(2), 86-98.
11. Кириллова Г.Л. (1992) Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ИТиГ ДВО РАН, 140 с.
12. Кириллова Г.Л. (1994) Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейской. *Тихоокеан. геология.* (6), 33-54.
13. Лукьянов А.В. (1965) Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 211 с.
14. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. (2004) Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итун-Иланской ветви системы разломов Тан-Лу. *Тихоокеан. геология*. **23**(6), 55-75.
15. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. (2009) Главные системы разломов. *Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы* (Отв. ред. Г.Л. Кириллова) Владивосток ДВО РАН, 314-319.
16. Меркулова Т.В., Манилов Ю.Ф. (1998) К вопросу о строении юго-западной части Среднеамурской впадины. *Тихоокеан. геология.* **17**(4), 116-120.
17. Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р. (1997) Сдвиговые дуплексы и их рудоносность. *Структурные парагенезы и их ансамбли: мат-лы Всерос. Совещ.* М.: ГЕОС, 112-114.
18. Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л. (2014) Морфология, кинематика и динамика оперяющих разрывов как поисково-разведочные критерии оценки жильных и штокверковых тел. *Вестник Томск. гос. ун-та*. (383), 221-226.
19. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. (1987) Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и истории развития. Владивосток: ДВО АН СССР, 60 с.
20. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. (2009) Структура мелового складчатого основания СОБ. *Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы* (Отв. ред. Г.Л. Кириллова). Владивосток: ДВО РАН, 286-313.
21. Натальин Б.А., Черныш С.Г. (1992) Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины. *Тихоокеан. геология.* (6), 43-61.
22. Неволин П.Л. (1995) Геодинамика формирования структур месторождений Кавалеровского рудного района. Владивосток: Дальнаука, 132 с.
23. Николаев П.Н. (1992) Методика тектонодинамического анализа. М.: Наука, 340 с.
24. Осадочные бассейны Востока России. Т. 3. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливо-энергетические ресурсы (2009) (Отв. ред. Г.Л. Кириллова). Владивосток. ДВО РАН, 424 с.
25. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция (2004) (Под ред. Ю.Г. Леонова и, Ю.А. Воложа). М.: Научный мир, 525с.
26. Паклин А.П. (1963) О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним. *Информ. сб. ПТГУ*. (4), 7-13.
27. Семинский К.Ж. (2003) Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал Гео, 244 с.
28. Силантьев В.Н. (1963) Фудзино-Иманский сдвиг. *Изв.АН СССР. Сер. Геол.* (2), 39-49.
29. Стоянов С.С. (1977) Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 143 с.
30. Уткин В.П. (1976) Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня. *Докл. АН СССР.* **229**(4), 955-958.
31. Уткин В.П. (1978) Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря. *Докл. АН СССР.* **240**(2), 400-403.
32. Уткин В.П. (1980) Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 144 с.
33. Уткин В.П. (1984) Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов. *Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения.* (Отв. ред. А.Д. Щеглов). М.: Наука, 328-352.
34. Уткин В.П. (1985) Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. *Геотектоника.* (1), 73-87.
35. Уткин В.П. (1987) Сдвиговые дислокации и их роль в проявлениях магматизма и рудообразования Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Дис… докт. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 451 с.
36. Уткин В.П. (1989) Сдвиговые дислокации как геодинамический процесс, определивший структуру Тихоокеанской окраины Азии. *Тихоокеанская окраина Азии. Геология.* (Под ред. А.Д. Щеглова). М.: Наука, 185-217.
37. Уткин В.П. (1989) Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 166 с.
38. Уткин В.П. (1994) Глобальные сдвиговые системы и горизонтальные перемещения континентов. *Вестник ДВО РАН.* (4), 23-37.
39. Уткин В.П. (1996) Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены. *Тихоокеан. геология.* **15**(6), 44-72.
40. Уткин В.П. (2005) Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмометаллогенического пояса. *Докл. АН.* **404**(5), 659-663.
41. Уткин В.П. (2006) Ротационная природа тектогенеза окраин континентов и распада Лавразийского и Гондванского суперконтинентов. *Докл. АН* **416**(1), 86-90.
42. Уткин В.П. (2008) Азимутальные перестройки структурных планов Приморья как отражение изменений геодинамических обстановок Восточной окраины Азии. *Докл. АН* **422**(2), 218-222.
43. Уткин В.П. (2011) Тан-Лу–Сихоте-Алинский трансрегиональный структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе. *Докл. АН.* **444**(4), 429-433.

44. Уткин В.П. (2013) Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе Восточной Окраины Азии. *Тихоокеан. геология*. **32**(3), 21-43.
45. Уткин В.П. (2016) Что определяет развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: геодинамика движений океанических плит или Азиатского континента? *Докл. АН*. **467**(3), 314-319.
46. Уткин В.П., Нгуен Чонг Ием, Хо Дак Хоай, Ле Чонг Кан, Нгуен Динь Ту, Лый Хой Тхонг, Чан Ле Донг, Нгуен Куок Кыонг, Ле Ван Чыонг, Ле Минь Куок (1986) Геодинамические условия формирования депрессий Юго-Восточной Азии. *Тихоокеанская геология*. (6), 12-23.
47. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. (1989) Поля напряжения земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 158 с.
48. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. (1991) Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд. 262 с.
49. Ярошевский В.Т. (1981) Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 245 с.
50. Aiming L., Takao M., Tianfeng W. (1998) Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*. **293**, 85-104.
51. Allen C.R. (1962) Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region. *J. Geophys. Res*. **67**(12), 4795-4812.
52. Allen C.R., Gillespie A.R., Yuan H., Sieh K., Zhang B., Zhu C. (1984) Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard. *Geol. Soc. Amer. Bull*. **95**, 686-700.
53. Allen M.B., Macdonald D.I.M., Xun Z., Vincent S.J., Brouet-Menzies C. (1997) Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, northern China. *Mar. Pet. Geol*. **14**, 951-972.
54. 54. Andersen E.M. (1951) The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 206 p.
55. Christie-Blick N., Biddle K.T. (1985) Deformation and basin formation along strike-slip faults. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation* (Eds. Biddle K.T. and Christie-Blick N.). Society of economic paleontologists and mineralogists. Spec. Publ. (37), 1-34.
56. Cloos E. (1955) Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull*. **66**, 241-256.
57. Cloos H. (1928) Experimente zur inneren Tektonik. *Cetralblatt fur Mineralogie.* **5**, 609-621.
58. Crowell J.C. (1974) Origin of Late Cenozoic basins in southern California. *Tectonics and Sedimentation* (Ed. W.R. Dickinson). Tulsa: Society of Economic Paleontol. and Mineral., Spec. Publ. (22), 190-204.
59. Dou Lirong, Li Wei, Fang Xiang (1996) Genetic classification and distribution characteristics of continental petroleum systems in China. *Petroleum Exploration and Development.* **23**(1), 92-98.
60. Geological Map of Amur Region and adjacent areas. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий 1 : 2 500 000. (1998) (Под ред. Л.И. Красного, Пэн Юньбао). СПб.: ВСЕГЕИ, Амургеолком. Мингео КНР, Управл. геол. пров. Хэйлунцзян, 3 л.
61. Gero W.M., Matthias B., Detlef A., Christoph R., Ewald R. (2000) Crustal motion in E- and SE- Asia from GPS measurements. *Earth Planets Space.* **52**, 713-720.
62. Hsiao L.-Y., Graham S.A., Tilander N. (2010) Stratigraphy and sedimentation in a rift basin modified by synchronous strike-slip deformation: Southern Xialiao basin, Bohai, offshore China. *Basin Research*. **22**, 61-78.
63. Hutchison C.S. (2007) Geological evolution of South-East Asia. Kuala Lumpur: Geological Society of Malasia, 433 p.
64. Leloup Ph.H., Lacassin R., Tapponnier P., Scharer U., Dalai Zh., Xiaohan L., Liangshang Zh., Shaocheng Ji., Trinh Ph.T. (1995) The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*. **251**, 3-84.
65. Li H.W., Xu K. (2001) The dextral strike-slip faulting of Tan-Lu fault zone and the structural oil fields distribution in Liaone basin. *Earth Science Frontiers*. **8**(4), 467-470.
66. Lou Qun, Bai Xinhua, Lio Xiaodong (1998) Fill sequence and its petroleum geology significance in secondary Sag in Tangyuan fault-depression. *Xinjland petroleum Geology*. **19**(2), 1-7.
67. Li, Yang J., Ding Z. (1989) Songliao Basin – an intracratonic continental sedimentary basin of combination type. *Chinese Sedimentary Basins* (Ed. Zhu X.). Amsterdam*:* Elsevier Science Pub., 77-87.
68. Mckinstry H.E. (1953) Shears of second order. *Am. J. Sci*. **251**, 401-414.
69. Mercier J.L., Hou M.J., Vergely P., Wang Y.M. (2007) Structural and stratigraphical constraints on the kinematics history of the southern Tan-Lu fault zone during the Mesozoic, Anhui Province, China. *Tectonophysics*. **439**, 33-66.
70. Moody J. D., Hill M.J. (1956) Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull*. **67**(9), 1207-1246.
71. Morphotectonic map of Cenozoic structures of South China and North Vietnam Coastal Region. (2006) (M. Pubellier, V.P. Phung, L.S. Chan, W. Shen). Hanoi: Institute for Marine Geology (IMGG); Paris: Ecole normale superieure.
72. Phach P.V. (2001) Tectonic structure of the Red River Fault Zone. *J. Geol. Ser. B*. (17-18), 1-12.
73. Phach P.V., Chinh V.V. (2007) Cenozoic tectonic activitiec in Red River Basin and adjacent area. *J. Marine Sci. Technol*. **3**, 18-30. (In Vietnamese with English absrtact).
74. Pubellier M., Rangin C., Phach P.V., Que B.C., Hung D.T., Lung Sang C.L. (2003) The Cao Bang-Tien Yen Fault: Implications on the relationships between the Red River Fault and the South China Coastal Belt. *Advances in Natural Sciences*. **4**(4), 347-361.
75. Replumaz A., Lacassin R., Tapponnier P., Leloup P.H. (2001) Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China). *J. Geophys. Res*. **106**(1), 819-836.
76. Ridel W. (1929) Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Cent. Miner., Geol. Paleontol. Bull.* **1**, 78-97.
77. Tang D.Q., Chen H.H., Sun J.Z. (2010) Cenozoic tectonic evolution of the Yitong part of the Tan-Lu Fault Zone and its control on the Yitong Basin. *Geotectonica et Metallogenia.* **34**(3), 340-348.

78. Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R., Dain A.Y., Cobbold P. (1982) Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geol*. **10**, 611-616.
79. Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. (1970) Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull*. **81**(1), 41-60.
80. The Tancheng-Lujiang wrench fault system. (1993) (Ed. Xu J.W.). Chichester: John Wiley and Sons, 279 p.
81. Tran D.T., Nguen T.Y., Duong C.C., Vy Q.H., Zuchiewicz W., Cuong N.Q., Nghia N.V. (2013) Recent crustal movements of northern Vietnam from GPS data. *J. Geodynamics*. **69**, 5-10.
82. Utkin V.P. (1993) Wrench Faults of Sikhote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Eault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone. *The Tancheng-Lujiang wrench fault system.* (Ed. Xu J.W.). Chichester: John Wiley and Sons, 225-237.
83. Utkin V.P. (2009) A synsedimentary structure formation model for the Far East Jurassic-Early Cretaceous basins and uplifts, Russia. *Seience in China*. **52**(12), 1978-1992.
84. Wang K., Chen S., Lui L. (1998) Characteristics of transmission fault belt and its petroleum geological significance in the Tertiary basin of East part of Heilongjiang province. *Petroleum Geology and Oil field Development in Daqing*. **17**(4), 1-3.
85. Xu J.W., Zhy G., Tong W., Cui K.R., Liu Q. (1987) Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major sheer system to the northwest of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*. **134**(4), 273-310.
86. Yang Q., Wei G., Ma B.J., Qi J.F. (2009) Characteristics and modeling of the Cenozoic right-lateral slip deformation in the Liaodong Bay segment of the Tan-Lu fault zone. *Oil and Gas Geology*. **30**(4), 483-489.
87. Yin A., Nie S.Y. (1993) An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam Fault Systems, eastern Asia. *Tectonics*. **12**(4), 801-813.
88. Yu Z.H. (2008) Seismic Profiles across the middle Tan-Lu fault zone in Laizhou Bay, Bohai Sea, Eastern China. *J. Asian Earth Sciences*. **33**, 383-394.
89. Zhang J. (1985) Huabei-Bohaiwan Basin. *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, 22-27.
90. Zhang Y.Q., Dong S.W. (2008) Mesozoic tectonic evolution history of the Tan-Lu fault zone, China: Advances and new understanding. *Geological Bulletin of China*. **27**(9), 1371-1390.
91. Zhao J. (1985) 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. 52.* N. Y.: United Nations, 28-34.

Strike-slip related continental rifting of the eastern margin of Asia

V. P. Utkin, A. N. Mitrokhin, P. L. Nevolin

Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of RAS

The present paper considers the research of the Cretaceous-Cenozoic rifting for the Eastern margin of Asia occurring under the strike-slip related geodynamic regime, which resulted from development of the Eastern Asian global strike-slip fault zone (EAGSSFZ). The EAGSSFZ infrastructure proves to be recognized. It includes the longitudinal system of the NE (25–30°) trending sinistral faults, which form the through strike-slip fault zone to be pivot for the EAGSSFZ, together with two diagonal systems: the NE (50–70°) trending near-continental system of obligue-reverse-slip faults and the N-S trending near-oceanic fault system, which are feathering for the pivot zone. The paragenesis of the longitudinal and diagonal near-continental systems is studied. There are two paragenetic stages of their development: 1) the Jurassic-to-Early-Cretaceous orogenic stage is to be an effect of the formation of the diagonal system of the fold-thrust dislocations as compression structures of the longitudinal sinistral fault system (orogenic strike-slip related constriction of masses continued through the end of Early Cretaceous); 2) the Late-Cretaceous-to-Cenozoic riftogenic stage is to be an effect of riftogenic extension (pulling apart) of the crustal block bounded by the sinistral faults of the longitudinal system and due to the rifting that was caused by substitution (within the diagonal system) of predominantly reverse-and-thrust fault kinematics (of the 1st stage) for sinistral slips with development of the riftogenic extension structures controlling sedimentary basins along the strike-slip faults. At the same time, the sinistral activation of the diagonal fault system comprising the Bohai-Amur (BA) zone caused transformation of the Tan-Lu (TL) strike-slip fault into the extension structure, forming here the up-to-80-km-wide riftogenic trough with subsidence of its sides that led to formation of the North Chinese sedimentary basin up-to-700-km-wide. Being identical with the TL rift by orientation, morphology, and depth of initiation, the Eastern Amur rift formed also synchronously with the TL rift that corroborates opening of the latter via south-westward displacements of the NW sides of the BA system's strike-slip faults. The established sinistral displacements of the NW sides for the faults belonging to both the diagonal and longitudinal systems to the south-westward (the total displacements' sector is SW 205–250°) show dynamo-kinematic activity of the Asian continent in the processes of rifting of the Eastern margin of Asia.

Keywords: *strike-slip continental rifting, structural paragenesis, orogenic and riftogenic stages, the Eastern margin of Asia.*

REFERENCES

1. Argentov V.V., Gnibidenko G.S., Popova A.A., Potap'ev S.V. (1976) *Glubinnoe stroenie Primor'ja* [Deep structure of Primorye]. Moscow: Nauka Publ., 90 p. (In Russian).
2. Burtman V.S., Luk'janov A.V., Pejve A.V., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.I., Trifonov V.G., Koptev V.V., Shcherba I.G. (1963) Horizontal movement along faults, and some methods of their study. *Razlomy i gorizontal'nye dvizhenija zemnoj kory*. Moscow: Nauka Publ, 29-43. (In Russian).
3. Varnavsky V.G., Krapiventseva V.V., Kirillova G.L., Kuznetsov V.E. (1997) Prospects for gas-bearing rift structures Lobei Birofeld section Tan Lu (Amur region) fault system. *Tikhookean. Geol.* **16**(2), 93-102. (In Russian).
4. Varnavskij V.G., Malyshev Yu.F. (1986). East Asian graben belt *Tikhookean. Geol*. (3), 3-13. (In Russian).
5. Voronov P.S. (1968) *Ocherki o zakonomernostjakh morfologii global'nogo rel'efa Zemli.* [Essays on the morphology of the global patterns of Earth's topography]. Leningrad: Nauka Publ., 123 p. (In Russian).
6. *Geologicheskaja karta Habarovskogo kraja i Amurskoj oblasti. 1 : 250 000.* (1991) [Geological map of the Khabarovsk Territory and the Amur Region. 1 : 250 000]. (Ed. L.I. Krasnyi). Leningrd: VSEGEI. (In Russian).
7. Golozubov V.V., Amel'chenko G.L., Dong-U Lee, Volynets E.B., Markevich B.C. (2002). The history of formation Alchan Cretaceous epicontinental basin (North-West Primorye). *Geotektonika.* (3), 53-65. (In Russian).
8. Ivanov B.A. (1961) Central Sikhote-Alin' Fault (shear). *Dokl. Akad Nauk SSSR* **138**(4), 43-47. (In Russian).
9. Ivanov B.A. (1972) *Tsentral'nyj Sihote-Alinskij razlom.* [Central Sikhote-Alin' Fault] Vladivostok: Dal'nevostochnoe. Knishnoe. Izd., 115 p. (In Russian).
10. Kaplun V.B. (2009) The geoelectric section of the central part of the lithosphere of the Middle sedimentary basin according to magnetotelluric sounding (Far East). *Tikhookean. Geol*. **28**(2), 86-98. (In Russian).
11. Kirillova G.L. (1992) *Struktura kajnozojskikh osadochnykh bassejnov zony sochlenenija Vostochnoj Azii s Tihim okeanom* [Structure of Cenozoic sedimentary basins of junction East Asia zone with the Pacific Ocean]. Vladivostok: ITiG DVO RAN Publ., 140 p. (In Russian).
12. Kirillova G.L. (1994). Comparative characteristics of Sunlyao and the Amur-Zeya inland rift basins of East Asia. *Tikhookean. Geol*. (6), 33-54. (In Russian).
13. Luk'janov A.V. (1965) *Strukturnye projavlenija gorizontal'nykh dvizhenij zemnoj kory*. [Structural manifestations of horizontal crustal movements]. Moscow: Nauka Publ. 211 p. (In Russian).
14. Merkulova T.V., Kirillova G.L. (2004) The structure and petroleum potential of the northern parts of Yitong Ilan branch of Tan Lu fault system. *Tikhookean. Geol*. **23**(6), 55-75. (In Russian).
15. Merkulova T.V., Kirillova G.L. (2009) The main fault system. *Sredneamurskij osadochnyj bassejn: geologicheskoe stroenie, geodinamika, toplivno-energeticheski'e resursy*. (Ed. G.L. Kirillova). Vladivostok DVO RAN Publ., 314-319. (In Russian).
16. Merkulova T.V., Manilov Yu.F. (1998). On the structure of the south-western part of Sredneamurskaya depression. *Tikhookean. Geol.* **17**(4), 116-120. (In Russian).
17. Mitrohin A.N., Sorokin B.K., Sajadjan G.R. (1997). Shear duplexes and their ore content. *Strukturnye paragenezy i ikh ansambli: Trudy Vseros. Soveshch.* Moscow: GEOS Publ., 112-114. (In Russian).
18. Mitrohin A.N., Utkin V.P., Nevolin P.L. (2014). The morphology, kinematics and dynamics of feathering breaks both exploration and evaluation criteria of vein stockwork bodies. *Bulletin of Tomsk. state. Univ.* (383) 221-226. (In Russian).
19. Nazarenko L.F., Bazhanov V.A. (1987) *Geologija Primorskogo kraja. Ch. III. Osnovnye cherty tektoniki i istorii razvitija.* [Geology of the Primor'e Territory. Part III. The main features of the history and tectonics]. Vladivostok: Far Eastern Branch Academy of Sciences of the USSR, 60 p. (In Russian).
20. Natal'in B.A., Alekseenko S.N. (2009) The structure of the folded basement of the Cretaceous SSB. *Sredneamurskij osadochnyj bassejn: geologicheskoe stroenie, geodinamika, toplivno-energeticheski'e resursy*. (Ed. G.L. Kirillova). Vladivostok: Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences Publ., 286-313. (In Russian).
21. Natal'in B.A., Chernysh S.G. (1992) Types and deformation history sedimentary cover and basement Sredneamurskaya depression. *Tikhookean. Geol.* (6), 43-61. (In Russian).
22. Nevolin P.L. (1995) *Geodinamika formirovanija struktur mestorozhdenij Kavalerovskogo rudnogo rajona* [Geodynamics of structure formation of deposits Kavalerovo ore district]. Vladivostok: Dal'nauka, Publ. 132 p. (In Russian).
23. Nicolaev P.N. (1992) *Metodika tektonodinamicheskogo analiza* [Methods tektonodyinamic analysis]. Moscow: Nauka Publ. 340 p. (In Russian).
24. *Osadochnye bassejny Vostoka Rossii. T. 3. Sredneamurskij osadochnyj bassejn: geologicheskoe stroenie, geodinamika, toplivo-energeticheski'e resursy*. (2009) [Sedimentary basins East Russia. T. 3. Sredneamurskij sedimentary basin: geology, geodynamics, fuel and energy resources]. (Ed. G.L. Kirillova.). Vladivostok. Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences Publ., 424 p. (In Russian).
25. *Osadochnye bassejny: metodika izuchenija, stroenie i evolyutsija.* (2004) [Sedimentary basins: methods of study, structure and evolution]. (Eds. Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh). Moscow: Nauchnyj mir Publ 525p. (In Russian).
26. Paklin A.P. (1963) On the junction of Central and Meridional faults and character movements on them. *Inform. Assembler PTGU.* (4), 7-13. (In Russian).
27. Seminskij K.Zh. (2003) *Vnutrennjaja struktura kontinental'nykh razlomnykh zon*. *Tektonofizicheskij aspekt* [The internal structure of the continental fault zones. Tectonophysical aspect]. Novosibirsk SO RAN, GEO Publ., 244 p. (In Russian).
28. Silant'ev V.N. (1963). Fujino-Iman shear. *Izv. Akad. Nauk USSR. Ser. Geol.* (2), 39-49. (In Russian).
29. Stojanov S.S. (1977) *Mekhanizm formirovanija razryvnykh zon* [The mechanism of the formation of discontinuous zones]. Moscow: Nedra Publ., 143 p. (In Russian).
30. Utkin V.P. (1976). Shear Zone Central Sikhote-Alin. *Dokl. Akad. Nauk SSSR.* **229**(4), 955-958. (In Russian).

31. Utkin V.P. (1978) East Asian global shear zone, the volcanic belt and marginal seas. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. **240**(2), 400-403. (In Russian).
32. Utkin V.P. (1980) *Sdvigovye dislokatsii i metodika ikh izuchenija* [Shear dislocation and methods of their study]. Moscow: Nauka Publ. 144 p. (In Russian).
33. Utkin V.P. (1984) Geodynamic conditions of formation of continental margin volcanic belts. *Vulkanicheskie pojasa Vostoka Azii. Geologija i metallogenija* (Ed. A.D. Shcheglov). Moskow: Nauka Publ., 328-352. (In Russian).
34. Utkin V.P. (1985) Geodynamics stretching the Earth's crust in the transition zone from the Asian continent to the Pacific Ocean. *Geotektonika.* (1), 73-87. (In Russian).
35. Utkin V.P. (1987) *Sdvigovye dislokatsii i ikh rol' v projavlenijakh magmatizma i rudoobrazovanija Aziatsko-Tihookeanskoj zony perehoda* [Lateral dislocation and their role in the manifestations of magmatism and ore formation of the Asia-Pacific transition zone]. Dis. … dokt. geol.-min. sci. Vladivostok: DVGI DVO AN SSSR, 451 p. (In Russian).
36. Utkin V.P. (1989). Lateral dislocation as a geodynamic process, to determine the structure of Asia Pacific margin. *Tikhookeanskaja okraina Azii. Geologija.* (Ed. A.D. Shcheglov). Moscow: Nauka, Publ., 185-217. (In Russian).
37. Utkin V.P. (1989) *Sdvigovye dislokatsii, magmatizm i rudoobrazovanie* [Lateral dislocation, magmatism and ore formation]. Moscow: Nauka Publ., 166 p. (In Russian).
38. Utkin V.P. (1994). Global shear system and horizontal movement of continents. *Bulletin FEB RAS.* (4), 23-37. (In Russian).
39. Utkin V.P. (1996) Gorst-accretion system, Rift-grabens and volcanic belt south of the Russian Far East. Article 1. Gorst-accretion system and Rift-grabens *Tikhookean. Geol*. **15**(6), 44-72. (In Russian).
40. Utkin V.P. (2005) The structure, geochronology, and structural and dynamic conditions of the vertical development of the East Sikhote-Alin magmatic-metallogenic belt. *Dokl. Akad. Nauk.* **404**(5), 659-663. (In Russian).
41. Utkin V.P. (2006) Rotary nature orogeny continental margins and decay Laurasian and Gondwanaland. *Dokl. Akad. Nauk.* **416**(1), 86-90. (In Russian).
42. Utkin V.P. (2008) Azimuth reconstructions of Primorye structural plans as a reflection of changes in geodynamic changes Asian eastern suburbs. *Dokl. Akad Nauk.* **422**(2), 218-222. (In Russian).
43. Utkin V.P. (2011) Tan-Lu-Sikhote-Alin transregional structural paragenesis and its role in continental rifting. *Dokl. Akad. Nauk.* **444**(4), 429-433. (In Russian).
44. Utkin V.P. (2013) Shift structural paragenesis and its role in continental rifting eastern edge of Asia. *Tikhookean. Geol.* **32**(3), 21-43. (In Russian).
45. Utkin V.P. (2016) What determines the development of the Asia-Pacific transition zone: Geodynamics movement of oceanic plates, or the Asian continent? *Dokl. Akad. Nauk.* **467**(3), 314-319. (In Russian).
46. Utkin V.P., Nguen Chong Iem, Ho Dak Hoaj, Jle Chong Kan, Nguen Din' Tu, Lyj Hoj Thong, Chan Le Dong, Nguen Kuok Kyong, Le Van Chyong, Le Min' Kuok (1986) Geodynamic conditions of formation depression Southeast Asia. *Tikhookean. Geol.* (6), 12-23. (In Russian).
47. Sherman S.I., Dneprovskij Yu.I. (1989) *Polja naprjazhenija zemnoj kory i geologostrukturnye metody ikh izuchenija* [Fields of earth's crust stress and geological-strukture methods of their study]. Novosibirsk: Nauka Publ., 158 p. (In Russian).
48. Sherman S.I., Seminskij K.ZH., Bornjakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaja P.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A. (1991) *Razlomoobrazovanie v litosfere. Zony sdviga* [Faulting in the lithosphere. Shear zones]. Novosibirsk: Nauka Publ., 262 p. (In Russian).
49. Jaroshevskij V.T. (1981) *Tektonika razryvov i scladok* [Tectonics of faults and folds]. Moscow: Nedra Publ., 245 p. (In Russian).
50. Aiming L., Takao M., Tianfeng W. (1998) Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*. **293**, 85-104.
51. Allen C.R. (1962) Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region. *J. Geophys. Res*. **67**(12), 4795-4812.
52. Allen C.R., Gillespie A.R., Yuan H., Sieh K., Zhang B., Zhu C. (1984) Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates, and seismic hazard. *Geol. Soc. Amer. Bull*. **95**, 686-700.
53. Allen M.B., Macdonald D.I.M., Xun Z., Vincent S.J., Brouet-Menzies C. (1997) Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, northern China. *Mar. Pet. Geol*. **14**, 951-972.
54. Andersen E.M. (1951) The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 206 p.
55. Christie-Blick N., Biddle K.T. (1985) Deformation and basin formation along strike-slip faults. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation* (Eds. Biddle K.T. and Christie-Blick N.). Society of economic paleontologists and mineralogists. Spec. Publ. (37), 1-34.
56. Cloos E. (1955) Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull*. **66**, 241-256.
57. Cloos H. (1928) Experimente zur inneren Tektonik. *Cetralblatt fur Mineralogie.* **5**, 609-621.
58. Crowell J.C. (1974) Origin of Late Cenozoic basins in southern California. *Tectonics and Sedimentation* (Ed. W.R. Dickinson). Tulsa: Society of Economic Paleontol. and Mineral., Spec. Publ. (22), 190-204.
59. Dou Lirong, Li Wei, Fang Xiang (1996) Genetic classification and distribution characteristics of continental petroleum systems in China. *Petroleum Exploration and Development.* **23**(1), 92-98.
60. Geological Map of Amur Region and adjacent areas. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий 1 : 2 500 000. (1998) (Под ред. Л.И. Красного, Пэн Юньбао). СПб.: ВСЕГЕИ, Амургеолком. Мингео КНР, Управл. геол. пров. Хэйлунцзян, 3 л.
61. Gero W.M., Matthias B., Detlef A., Christoph R., Ewald R. (2000) Crustal motion in E- and SE- Asia from GPS measurements. *Earth Planets Space.* **52**, 713-720.
62. Hsiao L.-Y., Graham S.A., Tilander N. (2010) Stratigraphy and sedimentation in a rift basin modified by synchronous strike-slip deformation: southern Xialiao basin, Bohai, offshore China. *Basin Research*. **22**, 61-78.

63. Hutchison C.S. (2007) Geological evolution of South-East Asia. Kuala Lumpur: Geological Society of Malasia, 433 p.
64. Leloup Ph.H., Lacassin R., Tapponnier P., Scharer U., Dalai Zh., Xiaohan L., Liangshang Zh., Shaocheng Ji., Trinh Ph.T. (1995) The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*. **251**, 3-84.
65. Li H.W., Xu K. (2001) The dextral strike-slip faulting of Tan-Lu fault zone and the structural oil fields distribution in Liaone basin. *Earth Science Frontiers*. **8**(4), 467-470.
66. Lou Qun, Bai Xinhua, Lio Xiaodong (1998) Fill sequence and its petroleum geology significance in secondary Sag in Tangyuan fault-depression. *Xinjland petroleum Geology*. **19**(2), 1-7.
67. Li, Yang J., Ding Z. (1989) Songliao Basin – an intracratonic continental sedimentary basin of combination type. *Chinese Sedimentary Basins* (Ed. Zhu X.). Amsterdam*:* Elsevier Science Pub., 77-87.
68. Mckinstry H.E. (1953) Shears of second order. *Am. J. Sci*. **251**, 401-414.
69. Mercier J.L., Hou M.J., Vergely P., Wang Y.M. (2007) Structural and stratigraphical constraints on the kinematics history of the southern Tan-Lu fault zone during the Mesozoic, Anhui Province, China. *Tectonophysics*. **439**, 33-66.
70. Moody J. D., Hill M.J. (1956) Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull*. **67**(9), 1207-1246.
71. Morphotectonic map of Cenozoic structures of South China and North Vietnam Coastal Region. (2006) (M. Pubellier, V.P. Phung, L.S. Chan, W. Shen). Hanoi: Institute for Marine Geology (IMGG); Paris: Ecole normale superieure.
72. Phach P.V. (2001) Tectonic structure of the Red River Fault Zone. *J. Geol. Ser. B*. (17-18), 1-12.
73. Phach P.V., Chinh V.V. (2007) Cenozoic tectonic activitiec in Red River Basin and adjacent area. *J. Marine Sci. Technol*. **3**, 18-30. (In Vietnamese with English absrtact).
74. Pubellier M., Rangin C., Phach P.V., Que B.C., Hung D.T., Lung Sang C.L. (2003) The Cao Bang-Tien Yen Fault: Implications on the relationships between the Red River Fault and the South China Coastal Belt. *Advances in Natural Sciences*. **4**(4), 347-361.
75. Replumaz A., Lacassin R., Tapponnier P., Leloup P.H. (2001) Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China). *J. Geophys. Res*. **106**(1), 819-836.
76. Ridel W. (1929) Zur Mechanik geologischer Brucher-scheinungen. *Cent. Miner., Geol. Paleontol. Bull.* **1**, 78-97.
77. Tang D.Q., Chen H.H., Sun J.Z. (2010) Cenozoic tectonic evolution of the Yitong part of the Tan-Lu Fault Zone and its control on the Yitong Basin. *Geotectonica et Metallogenia.* **34**(3), 340-348.
78. Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R., Dain A.Y., Cobbold P. (1982) Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geol*. **10**, 611-616.
79. Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. (1970) Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull*. **81**(1), 41-60.
80. The Tancheng-Lujiang wrench fault system. (1993) (Ed. Xu J.W.). Chichester: John Wiley and Sons, 279 p.
81. Tran D.T., Nguen T.Y., Duong C.C., Vy Q.H., Zuchiewicz W., Cuong N.Q., Nghia N.V. (2013) Recent crustal movements of northern Vietnam from GPS data. *J. Geodynamics*. **69**, 5-10.
82. Utkin V.P. (1993) Wrench Faults of Sikhote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Eault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone. *The Tancheng-Lujiang wrench fault system.* (Ed. Xu J.W.). Chichester: John Wiley and Sons, 225-237.
83. Utkin V.P. (2009) A synsedimentary structure formation model for the Far East Jurassic-Early Cretaceous basins and uplifts, Russia. *Seience in China*. **52**(12), 1978-1992.
84. Wang K., Chen S., Lui L. (1998) Characteristics of transmission fault belt and its petroleum geological significance in the Tertiary basin of East part of Heilongjiang province. *Petroleum Geology and Oil field Development in Daqing*. **17**(4), 1-3.
85. Xu J.W., Zhy G., Tong W., Cui K.R., Liu Q. (1987) Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major sheer system to the north-west of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*. **134**(4), 273-310.
86. Yang Q., Wei G., Ma B.J., Qi J.F. (2009) Characteristics and modeling of the Cenozoic right-lateral slip deformation in the Liaodong Bay segment of the Tan-Lu fault zone. *Oil and Gas Geology*. **30**(4), 483-489.
87. Yin A., Nie S.Y. (1993) An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam Fault Systems, eastern Asia. *Tectonics*. **12**(4), 801-813.
88. Yu Z.H. (2008) Seismic Profiles across the middle Tan-Lu fault zone in Laizhou Bay, Bohai Sea, Eastern China. *J. Asian Earth Sciences*. **33**, 383-394.
89. Zhang J. (1985) Huabei-Bohaiwan Basin. *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, 22-27.
90. Zhang Y.Q., Dong S.W. (2008) Mesozoic tectonic evolution history of the Tan-Lu fault zone, China: Advances and new understanding. *Geological Bulletin of China*. **27**(9), 1371-1390.
91. Zhao J. (1985) 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. 52.* N. Y.: United Nations, 28-34.