

Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода

В. П. Уткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, пр-т 100-летия Владивостока, 159,
e-mail: stakhor@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.07.2018 г., принята к печати 23.01.2019 г.

Объект исследования. Изучен сдвиговый тектогенез Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП). **Материалы и методы.** Используются собственные материалы многолетних полевых работ в Приморье, Хабаровском крае и частично во Вьетнаме. Привлечены обширные материалы сдвиговой тектоники АТЗП, опубликованные исследователями России, Китая, Японии. Исследования базировались на изучении структурно-кинематических ансамблей, отражающих формы, направления и время течения коровых масс в условиях сдвигового тектогенеза Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ). **Результаты.** ВАГСЗ состоит из трех транзитных сдвиговых систем (зон), выполняющих роль базовых глубинных разломных структур АТЗП. Одна из систем (продольная, магистральная в ВАГСЗ) ориентирована параллельно краю Азии (ССВ 25–30°), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной (СВ 50–70°) и приокеанической (меридиональной), опережающими магистральную сдвиговую зону (МСЗ). Последняя контролирует Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс (ВВП), разграничивая АТЗП на внутреннюю (приконтинентальную) и внешнюю (приокеаническую) зоны. Установлено два этапа сдвигового тектогенеза: орогенно-конструктивный (триас–ранний мел) и рифтогенно-деструктивный (поздний мел–кайнозой). Сдвиго-раздвиговая деструкция разрушила орогенные складчато-надвиговые структуры, что обусловило последовательность магматизма пояса от внутрикорового интрузивного (ранний мел) к вулканическому (поздний мел–кайнозой), а нарастание степени деструкции коры в конце мела–кайнозой привело к формированию эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных рифтогенных впадин окраинных морей. Структурообразующее течение коровых масс АТЗП происходило в направлении ЮЮЗ 180–250° – встречном и косо-встречном по отношению к ССЗ направлению субдукции океанических плит. **Выводы.** АТЗП в мезозое–кайнозое формировалась в обстановке сдвигового тектогенеза ВАГСЗ с развитием ВВП, пояса эпиконтинентальных осадочных бассейнов и пояса окраинных морей. Кинематическое несоответствие смещений континентальной коры с направлением субдукции океанических плит не позволяет признать роль геодинамики океанических литосферных плит в качестве определяющего фактора в структурировании восточной окраины Азии. Течение континентальной коры (плито-потоки) совпадает с направлением инерционно-полусобежных сил, что позволяет обосновать структурирование зоны перехода как процесс, независимый от геодинамики океанических плит и обусловленный ротационной геодинамикой неравномерно вращающейся Земли.

Ключевые слова: сдвиговый тектогенез и магматизм, структурообразующее течение континентальных масс, эпиконтинентальные осадочные бассейны и глубоководные впадины, плито-потоки, ротационная геодинамика, Азиатско-Тихоокеанская зона перехода

Strike-slip related tectogenesis and structure-forming flow of crustal masses of the Asia-Pacific transition zone

Valentine P. Utkin

Far East Geological Institute of the Far Eastern Branch of RAS, 159 Century Vladivostok av., Vladivostok, 690022 Russia,
e-mail: stakhor@yandex.ru

Received 24.07.2018, accepted 23.01.2019

Research subject. This study was aimed at examining the strike-slip related tectogenesis of the Asia-Pacific transition zone (APTZ). **Materials and methods.** The research was based on the materials collected by the author during long-term fieldwork across the territories of Primorye, Khabarovsk Krai and, partly, Vietnam. Extensive materials on the topic of the APTZ tectogenesis published by researchers from Russia, China and Japan were analysed. Investigations involved the study of structural and kinematic assemblages representing the forms, directions and time of crustal mass flows under the

Для цитирования: Уткин В.П. (2019) Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. *Литосфера*, 19(5), 780–799. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-780-799

For citation: Utkin P.V. (2019) Strike-slip related tectogenesis and structure-forming flow of crustal masses of the Asia-Pacific transition zone. *Lithosfera*, 19(5), 780–799. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-780-799

strike-slip related tectogenesis of the East Asian global strike-slip fault zone (EAGSSFZ). *Results.* The EAGSSFZ consists of three transit strike-slip fault systems (zones) playing the role of the APTZ basic deep fault structures. Its master system (MS) is NNE (25–30°) trending longitudinally to the Asia edge. The MS is bordered by diagonal NE 50–70° trending near-continental and meridional near-oceanic EAGSSFZ systems. The MS controls the East Asian volcano-plutonic belt (EAVPB), demarcating the APTZ into internal (near-continental) and external (near-oceanic) zones. Two stages of the strike-slip related tectogenesis were established: orogenic-constructive (Jurassic-to-Late-Cretaceous) and riftogenic-destructive (Late Cretaceous-to-Cenozoic). The riftogenic destruction broke the previously formed orogenic folded-thrust structures, thus causing the EAVPB magmatic succession from intracrustal intrusions (Early Cretaceous) to volcanics (Late-Cretaceous-to-Cenozoic). An increase in the crustal destruction during the end of Cretaceous to Cenozoic resulted in the formation of epicontinental sedimentary basins and deep-sea riftogenic depressions of marginal seas. The structure-forming flow of the APTZ crustal masses occurred in the SSW 180–250° direction being opposite and obliquely opposite towards the NNW subduction direction of oceanic plates. *Conclusion.* The kinematic disconformity as well as the coincidence of the continental crust flow (plate flows) with the direction of inertial-and-equator-oriented forces allowed the author to determine the structuring of the transition zone as a process independent of the geodynamics of oceanic plates and subordinate to the rotational geodynamics of the non-uniformly rotating Earth.

Keywords: *strike-slip related tectogenesis and magmatism, structure-forming flow of continental masses, epicontinental sedimentary basins and deep-sea depressions, plate flows, rotational geodynamics, Asia-Pacific transition zone*

Acknowledgements

The author thanks his colleagues B.K. Sorokin, I.A. Shagvaliev, Yu.P. Yushmanov, and A.N. Kompaneets taking part together him in the structural group of the (Southern Primorsky Geological Survey) during multi-year collaborative field works. The author thanks also Yu.G. Volokhin, S.O. Maksimov, A.N. Mitrokhin, P.L. Nevolin, and V.K. Popov for the fruitful discussion about the material described in the present paper. I am very also grateful to O.M. Molybog, T.I. Karpenko and Yu.N. Shekhovtseva for their preparing of a computer version of the article.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП), ее структурирование и последующая деструкция с развитием наложенных поясов вулканического и окраинных морей, согласно плейттектонике, – это следствие нормальной и косой субдукции океанических плит под Азиатский континент, возможное участие геодинамики которого в развитии АТЗП практически исключается. Наши исследования структуры зоны перехода и процессов ее формирования проведены независимо от плейттектонических моделей и базировались прежде всего на разработанном в России (Геологический институт АН СССР, Москва) во второй половине прошлого века учении о тектонической расслоенности литосферы с формированием сложных, вместе с тем закономерно организованных, структурно-кинематических ансамблей, названных А.В. Пейве структурообразующим течением коровых масс, в которых важную роль играли сдвиги [Буртман и др., 1963; Пейве, Пущаровский, 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990; и др.].

В плейттектонической парадигме литосферные плиты обычно рассматриваются как жесткие пластины, не подверженные сколько-нибудь значимым структурообразующим процессам, которые протекают лишь на границах плит. Реальную возможность латерального течения огромных объемов горных пород впервые обосновал Э. Арган [1935], а Ф. Кери [Carey, 1954] ввел в геотектонику понятие “реидной деформации” (*течение, поток*), которое объединило в единую категорию все

виды течения твердых тел (пластичное течение, хрупко-пластичное, катакластическое и др.). В последние десятилетия на основе большого фактического полевого и литературного материала показано [Латеральные..., 2013; и др.], что основной формой структурно-тектонической жизни консолидированной коры является объемная (3D) деформация тектонического течения, структуры которого (“горизонтальные протрузии” или “плито-потoki”) характеризуются как пространственно ограниченные горизонтально-плоскостные геологические тела. Исследование инфраструктуры плито-потоков позволяет не только устанавливать направление и время перемещений коровых масс, но и определять природу возможных движущих сил структурообразующих течений.

Азиатско-Тихоокеанская зона перехода характеризуется широким развитием транзитных глубинных сдвигов как одной из форм латерального тектонического течения литосферы. Морфо-кинематические характеристики сдвигов изучались исследователями России, Китая, Японии, Кореи. Возникла необходимость выявления роли сдвигового тектогенеза в структурировании континентальной коры зоны перехода [Уткин, 1980; и др.]. Проблема решалась последовательно – от углубленного исследования частных структурно-кинематических ансамблей, прежде всего на примере Сихотэ-Алинского сегмента зоны перехода, через изучение связи их формирования с транзитными сдвигами и, наконец, к определению возможных причин сдвиговой активности последних. Исследования от частного к общему (от следствия к причи-

нам) принципиально меняют существующие подходы в изучении формирования восточной окраины Азии, когда постулируются причины (нормальная или косая субдукция океанических плит), а затем, строго в рамках предложенных плейттектонических моделей, объясняются структура и процессы развития зоны перехода. Исследование инфраструктуры зоны перехода и обоснование ее развития с позиций законов структурообразующих течений консолидированной континентальной коры предлагаются как альтернатива плейттектоническим построениям. В решении этой проблемы большое значение приобретает корреляция направлений и времени перемещений континентальной коры и океанических плит.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Начало систематических исследований Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода с позиций сдвигового тектогенеза можно отнести ко времени публикации статьи “Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря” [Уткин, 1978]. Большое внимание уделено изучению деструктивных форм проявления сдвигового тектогенеза, их роли в формировании эпиконтинентальных осадочных бассейнов (ОБ) восточной окраины Азии. Установлено [Уткин, 1985; Уткин и др., 2016], что сбросовые провалы, определявшие развитие ОБ, – процессы вторичные, обусловленные сосдвиговым растяжением континентальной коры с уменьшением ее мощности на 10–15 км. Морфология коры в пределах ОБ выражена в виде двоякогнутой линзы, в форме, известной в тектонофизике как “шейка растяжения”. Такой формы сосдвиговое растяжение континентальной коры с сокращением мощности, с одной стороны, обусловило нисходящие сбросовые провалы с формированием ОБ, с другой – синхронное встречное воздымание мантии с инъекцией мантийных астенолитов, демонстрирующей пассивный рифтогенез. Эти особенности строения эпиконтинентальных ОБ еще ярче проявлены в морфологии глубоководных впадин окраинных морей (Японского, Охотского), в которых мощность континентальной коры сокращена до 1–2 км и менее с формированием не компенсированных осадками впадин и синхронным подъемом мантийных астенолитов с образованием коры океанического типа. Сходство строения, синхронность формирования (поздний мел–кайнозой) в едином сдвиговом поле зоны перехода ориентируют на представления об идентичности и структурно-кинематических обстановок развития эпиконтинентальных ОБ, и глубоководных впадин в приокеанической (внешней) окраине Азии.

Другим важным источником исходных данных в решении проблем структурообразующих течений континентальной коры являются весьма обширные

литературные материалы, которые характеризуют сдвиги как разломные структуры, несущие важную информацию о времени и направлениях главных латеральных перемещений коровых масс зоны перехода. Анализ сдвигов по их главным характеристикам (глубинность заложения, протяженность, время и длительность активизации, доминирующая кинематика, амплитуды смещений) позволяет в сдвиговом тектогенезе зоны перехода наметить два главных этапа – мезозойский и кайнозойский.

Система левых сдвигов мезозойского этапа формировалась в основном с юры (возможно, триаса) до кайнозоя, на протяжении не менее 150 млн лет. Длительность развития и региональная кинематическая стабильность сдвигов проявились в их весьма внушительных параметрах: протяженность – до 1000 км и более, амплитуды левых смещений – от десятков до сотен км. Рассекая континентальную кору, сдвиги проникают в мантию, что характеризует мезозойский этап как глубинный сдвиговый тектогенез, в региональном масштабе – левосдвиговый. В раннем кайнозое доминанта левосдвигового тектогенеза в структурировании зоны перехода на локальных участках оказалась несколько утраченной. Формировались сдвиги с меняющейся кинематикой – чередование малоамплитудных левых и правых смещений – прежде всего по разломам, возникшим до кайнозоя; при этом синхронно развивались параллельно-парные левые и правые сдвиги. Поздний кайнозой характеризуется преимущественно правыми подвижками в геологически коротком интервале времени (в конце плейстоцена и голоцене), проявленными в отдельных регионах, в первую очередь на северо-востоке зоны перехода; сдвиги верхнекоровые характеризуются дискретностью проявления и малыми амплитудами (сантиметры, первые метры) разовых сейсмогенных смещений [Трифонов, Кожурин, 2010; и др.].

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ

Главная особенность базовой инфраструктуры зоны перехода – развитие дискордантных систем глубинных сдвигов (рис. 1), пространственная совокупность которых идентична строению как известных в мире природных сдвиговых зон, так и их аналогов, воспроизведенных экспериментально [Cloos, 1955; Стоянов, 1977; Шерман и др., 1991; и др.], что позволило рассматривать зону перехода как единую целостную Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [Уткин, 1978, 1987; и др.]¹, главная особенность развития кото-

¹ Впервые в северном полушарии правые и левые периеокеанические меридиональные глобальные сдвиговые зоны были установлены П.С. Вороновым [1968] как следствие геофлюкции (течения) континентальных масс в направлении экватора.

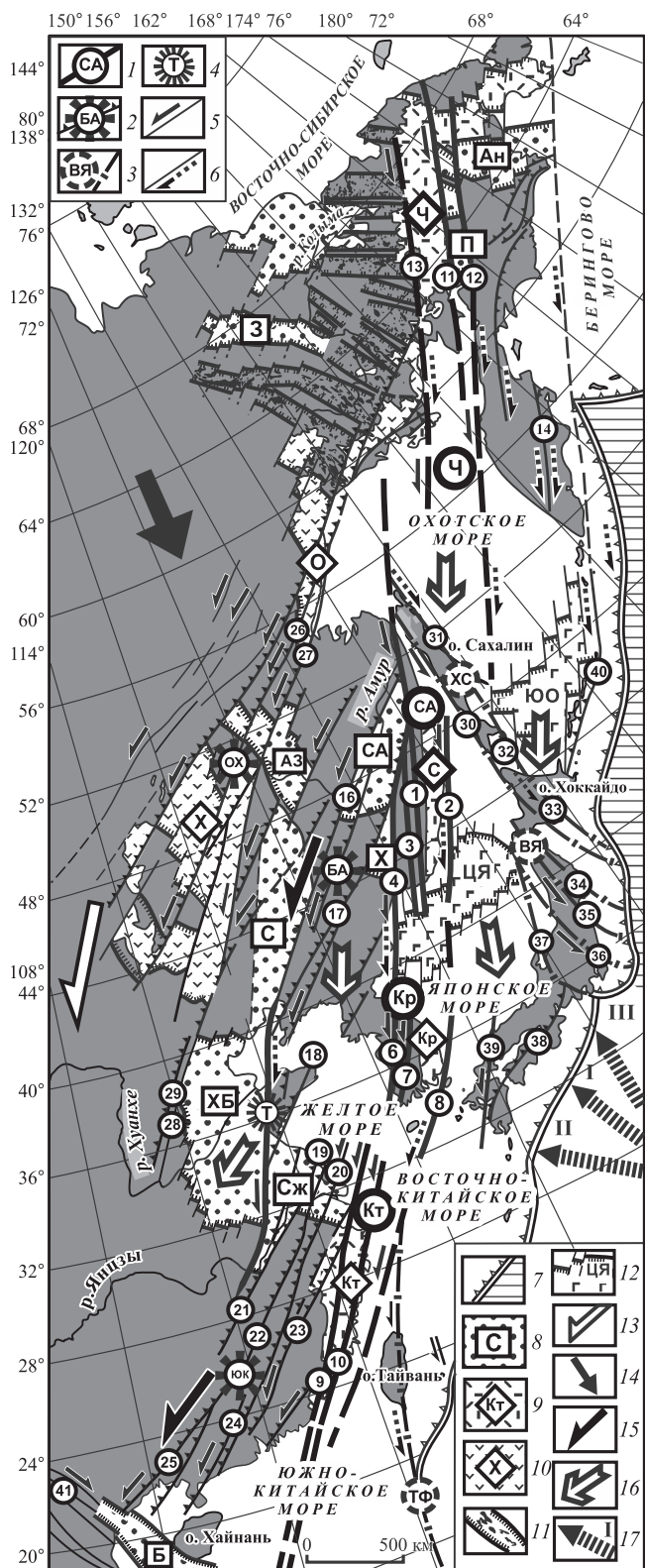


Рис. 1. Структура и динамо-кинематическая схема развития Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) (по [Уткин, 1978; Уткин и др., 2016] с дополнениями).

1–3 – главные системы сдвигов ВАГСЗ: 1 – продольная Чукотско-Вьетнамская система левых сдвигов, ма-

гистральная в ВАГСЗ, и составляющие ее зоны (частные сдвиги – кружки с цифрами; здесь и ниже приведены названия только тех сдвигов, которые упомянуты в тексте): СА – Сихотэ-Алинская (1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Прибрежный, 3 – Арсеньевский, 4 – Уссурийский); Кр – Корейская (8 – Цусимский); Кт – Китайская; Ч – Чукотская (12 – Пенжинский); 2 – диагональная приконтинентальная система взбросо-сдвигов и составляющие ее зоны: БА – Бохай-Амурская (16 – Илань-Итун, 17 – Дунхуа-Мишань), ЮО – Южно-Китайская, ОХ – Охотско-Хинганская; 3 – диагональная приокеаническая система сдвигов: ВЯ – Восточно-Японская (34 – Хиткабэ-Ирия, 35 – Футаба, 36 – Танакура, 37 – Итоигава-Шизуока), ХС – Хоккайдо-Сахалинская (30 – Западно-Сахалинский, 31 – Тымь-Поронайский, 32 – Мерейский, 33 – Идонаппу), ТФ – Тайвань-Филиппинская; 4 – сдвиг Тан-Лу (Т); 5, 6 – преимущественно мезозойские левые сдвиги (5) и кайнозойские правые и левые сдвиги (6), в том числе и активизированные докайнозойские (пунктир – предполагаемые); 7 – зона Бенюфа (субдукции) и океаническая кора (штриховка); 8 – осадочные бассейны (СА – Среднеамурский, С – Сунляо, Х – Ханкайский, Ан – Анадырский, ХБ – Хуабей-Бохайваньский, СЖ – Субей-Желтоморский); 9 – Восточно-Азиатский вулканический пояс и его сегменты: Ч – Чукотский, С – Сихотэ-Алинский, Кр – Корейский, Кт – Китайский; 10 – Охотско-Хинганский вулканический пояс и его сегменты: О – Охотский, Х – Хинганский; 11 – сдвиговые структуры растяжения, контролирующие субинтрузивный кислый магматизм; 12 – рифтогенные впадины с океанической корой: ЦЯ – Центрально-Японская, ЮО – Южно-Охотская; 13 – направление смещения континента; 14 – направление ротационных (полусобежных) сил; 15 – направления смещений СЗ крыльев левых сдвигов Бохай-Амурской и Южно-Китайской сдвиговых зон с раскрытием рифта Тан-Лу; 16 – направления смещений континентальных масс вдоль сдвигов продольной и диагональной систем; 17 – направления субдукции океанических плит (по [Engelbreton et al., 1985]): I – Изанаги на ССЗ (135–85 млн лет), II – Тихоокеанской на ССЗ (85–53 млн лет), III – Тихоокеанской на север (53–48 млн лет).

Fig. 1. Infrastructural and dynamo-kinematic scheme of development of the East Asian global strike-slip fault zone (EAGSSFZ) (according to [Utkin, 1978; Utkin et al., 2016] added).

1–3 – the main strike-slip systems of the EAGSSFZ: 1 – Chukotka-Vietnamese longitudinal sinistral fault belt (mainline for the EAGSSFZ) and its putting together zones (local sinistral faults of the zones – small circles with numbers; here and below are the names of only those strike-slip faults that are mentioned in the text): CA – Sikhote-Alin (1 – Central Sikhote-Alin, 2 – Pribrezhny, 3 – Arsenyev, 4 – Ussuri); Kp – Korean (8 – Tsushima); Km – Chinese; Ч – Chukotka (12 – Penzhina); 2 – diagonal near-continent system of strike-slip-overfaults and its making-up regional zones: BA – Bohai-Amur (16 – Yilan-Yitong, 17 – Dunhua-Mishan), ЮО – Southern Chinese, ОХ – Okhotsk-Khingan; 3 – diagonal near-oceanic system of strike-slip faults: ВЯ – Eastern Japan (34 – Hitokabe-Iriya, 35 – Futaba, 36 – Tanakura, 37 – Itoigawa-Shizuoka), ХС – Hokkaido-Sakhalin (30 – Western Sakhalin, 31 – Tym'-Poronaik, 32 – Mereya, 33 – Idonnappu), ТФ – Taiwan-Philippines; 4 – Tan-Lu strike-skip fault (Т); 5, 6 – mainly Mesozoic sinistral faults (5) and Cenozoic dextral and sinistral faults (6), including also the pre-Cenozoic activated ones (dotted lines – the proposed lineaments);

7 – Benioff (subduction) zones and oceanic crust (hatches); 8 – sedimentary basins (CA – Middle Amur, C – Songliao, X – Khabarovsk, An – Anadyr, XB – Huaibei-Bohai-Wan, CJ – Subey-Yellow-Sea); 9 – Eastern-Asia volcanic belt and its segments: Ч – Chukotka, C – Sikhote-Alin, Kp – Korean, Kt – Chinese; 10 – Okhotsk-Khingian volcanic belt and its segments: O – Okhotsk, X – Khingian; 11 – strike-slip related extension structures controlling subintrusive acidic magmatism; 12 – riftogenic depressions with oceanic crust: ЦЯ – Central Japanese, ЮО – Okhotsk; 13 – direction of a continent displacement; 14 – direction of rotational (Pole-escape) forces; 15 – direction of displacements of the NW sides of sinistral faults of the Bohai-Amur and South Chinese strike-slip fault zones along with opening of the Tan-Lu rift; 16 – directions of continental masses' displacements along strike-slip faults of the longitudinal and diagonal systems; 17 – subduction directions of the oceanic plates (according to [Engelbreton et al., 1985]) as followed: I – Izanagi in the NNW direction (135–85 Ma), II – Pacific in the WNW direction (85–53 Ma), and III – Pacific in the N direction (53–48 Ma).

рой – парагенез составляющих ее разломных систем, что и определило методику изучения структурирования окраины Азии.

Методы парагенетического структурного анализа разрабатываются и широко используются в трудах тектонистов. Важное значение отводится методам парагенетического изучения дислокаций, наложенных на первичные структуры и связанных со вторичными стрессами. Согласно фундаментальным исследованиям [McKinstry, 1953; Cloos, 1955; Moody, Hill, 1956; и др.], движения по сдвигам создают вторичные поля напряжений, не совпадающие с генеральным сжатием. Вторичные стрессы формируют наложенные структуры, значительно осложняющие протоструктуры.

В исследовании инфраструктуры зоны перехода важнейшее значение приобретают определения направлений и времени латеральных перемещений континентальных масс.

В ВАГСЗ установлены левосторонние смещения блоков континентальной коры на сотни км, а суммарные, согласно расчетам, предполагаются до 1000 км, а возможно, и более [Роль..., 1997; The Tancheng-Lujiang..., 1993]. Столь значительные амплитуды, по нашему мнению, вряд ли чем можно объяснить (в том числе и косою субдукцией океанических плит), кроме как следствием смещения Азиатского континента на ЮЗ и (или) Тихоокеанской плиты на СВ [Уткин, 1978]. Однако эта проблема в рамках геодинамики зоны перехода осталась нерешенной, так как левые сдвиги и созданный в левосдвиговом режиме структурный рисунок могли формироваться и в том, и другом случае. Была поставлена задача установить сдвиговую активность смежных блоков (крыльев) сдвигов: левосдвиговые смещения СЗ крыльев – следствие смещения Азиатского континента на ЮЗ и, напротив, левосдвиговая кинематика ЮВ крыльев – свидетельство смещения океанских плит на СВ. Анализируя строение смежных крыльев сдвигов, мы обнаружили прежде всего, что на поздне меловом – кайнозойском этапе развития некоторых глубинных сдвигов (сдвиговых зон) их активные крылья характеризуются формированием парных структур растяжения и сжатия, отражающих не только время активизации, но и направление смещения континентальных масс активного крыла сдвига (сдвиговой зоны). Формировались известные в

геотектонике триады: тыловое растяжение (отток масс), фронтальное сжатие (скупивание масс) и сопровождающие эти формы течения коры фланговые сдвиги, которые в совокупности отражают инфраструктуру плито-потоков сдвигового тектогенеза. Такой подход в решении поставленной проблемы использован в определении доминирующих направлений и времени латеральных тектонических потоков коровых масс при формировании глубоководных впадин как главных структур растяжения, деструктирующих приокеаническую (внешнюю) окраину Азиатского континента к востоку от Восточно-Азиатского вулcano-плутонического пояса с формированием пояса окраинных морей (см. рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В целях представления наиболее полной картины результатов исследований и степени их обоснования возникает необходимость хотя бы кратко описать главные (базовые) структуры зоны перехода, достаточно детальная характеристика которой как ВАГСЗ изложена в более ранних публикациях автора (см., например, [Уткин, 1978, 1985; Уткин и др., 2016; и др.]).

ВАГСЗ шириной около 2000 км прослеживается вдоль восточной окраины Азии на протяжении более 10 тыс. км (см. рис. 1). Исследовался прежде всего центральный сегмент ВАГСЗ от Охотского до Южно-Китайского моря, где установлены три транзитные сдвиговые системы, выполняющие роль базовых глубинных разломных структур зоны перехода. Одна из систем левых сдвигов (продольная) ориентирована параллельно краю Азии (ССВ 25–30°), а две другие (диагональные) – косо и представлены приконтинентальной (СВ 50–70°) и приокеанической (меридиональной) системами, опирающимися продольную (см. рис. 1).

Продольная система сдвигов и роль сдвигового тектогенеза в процессах магматизма

Продольной системе принадлежит особая роль в строении и развитии зоны перехода. Занимая магистральное (стержневое) положение в ВАГСЗ, она образует Чукотско-Вьетнамскую (ЧВ) супертранзитную сдвиговую зону, которая при ширине около

500 км прослеживается на всем протяжении зоны перехода и состоит из региональных сдвиговых звеньев: Чукотского, Сихотэ-Алинского, Корейского, Китайского и Вьетнамского (см. рис. 1), с признаками кулисно-эшелонированного взаимоотношения, что объясняет некоторые индивидуальные характеристики их развития. Контролируя Восточно-Азиатский вулcano-плутонический пояс, она подтверждает свою глобальную протяженность и роль глубинно-разломной структуры, разграничивающей зону перехода на внутреннюю (приконтинентальную) и внешнюю (приокеаническую) [Уткин, 1987], которые отличаются друг от друга по целому ряду признаков строения и развития (см. рис. 1).

ЧВ сдвиговая зона весьма детально изучена в Сихотэ-Алинском звене, где представлена левыми сдвигами: Центральным Сихотэ-Алинским, Арсеньевским, Уссурийским, Прибрежным (рис. 2) [Иванов, 1961; Силантьев, 1963; Уткин, 1980; и др.], которые проникают в мантию и, рассекая границу Мохо на глубинах до 40 км, характеризуются левосторонними смещениями с наиболее значительными амплитудами по Центрально-Сихотэ-Алинскому (ЦСА) сдвигу (от 60 до 200 км [Иванов, 1961], а возможно, и более [The Tancheng-Lujiang..., 1993]). Между ЦСА и Прибрежным глубинными сдвигами сформирована Восточно-Сихотэ-Алинская (ВСА) зона сдвигания (см. рис. 2), которая состоит из частных глубинных сдвигов, рассекающих допозднемеловые складчатые осадочные образования на узкие (10–30 км), протягивающиеся на сотни км блоки [Уткин, 1980]. Левосторонние смещения по частным сдвигам достигают 70 км, а в целом амплитуда хрупко-пластичного латерального течения коровых масс, согласно палинспастической реконструкции сдвигов [Роль..., 1997], оценивается до 300 км. Левые сдвиги начали формироваться в юре, а наиболее значимо проявились в меловом периоде с синхронным развитием Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (ВСАВП), что определило постановку задачи по выявлению роли сдвигового тектогенеза в процессах магматизма [Уткин, 1980].

ВСАВП характеризуется вещественно-структурной латеральной зональностью: на СЗ фланге проявлена плутоническая зона (готерив-сантонские гранитоиды), на ЮВ – покров позднемеловых-раннекайнозойских вулканитов, погружающихся на ЮВ, с перекрытием водами Японского моря в пределах шельфа (см. рис. 2). Перекос покрова вулканитов с погружением произошел в позднем кайнозое, что привело к его косому эрозионному срезу, который позволил рассмотреть проявленную в плане структурно-вещественную зональность как отражение вертикальной последовательности развития ВСАВП [Уткин, 2005].

Нижний уровень ВСАВП представлен телами гранитоидов с возрастом 136–85 млн лет, локализо-

ванных как в верхах юрского разреза, так и в низах (берриас-валанжин) разреза раннемеловых осадочных отложений, ассоциируя с зоной регионального субгоризонтального тектонического срыва. Гранитоиды вытянуты в СВ направлении конкордантно складкам, ориентированным косо к системе левых сдвигов, что свидетельствует о левосдвиговом режиме формирования магмолокализирующих складок. Вулканический покров сформировался в сеноман-дании, несогласно перекрывая складчатое основание. Роль магмоподводящих каналов при формировании обширных вулканических полей выполняли вулcano-тектонические структуры растяжения, получившие широкое развитие под вулканическим чехлом. Эти структуры, рассекая складчатое основание вулканитов и достигая очагов интрузивного уровня магматизма, ориентированы в СЗ направлении поперек сдвигов, что характеризует их многократное раскрытие в условиях трансформации сдвигов (сдвиг с растяжением).

Таким образом, анализ косого эрозионного среза ранне- и позднемеловых вулcano-плутонических образований показал [Уткин, 2005], что слагающие ВСАВП зоны интрузивного и вулканического магматизма являются следствием его вертикального структурно-вещественного эволюционного развития от раннемелового внутрикорового интрузивного уровня до позднемелового вулканического покрова. Смена форм и вертикальное вещественное расслоение магм происходили в условиях сдвигового тектогенеза с синдвиговой структурной перестройкой коры от этапа формирования конструктивных структур сжатия (складчатость) к этапу развития деструктивных структур растяжения, рассекающих систему складок (см. рис. 2, врезка), протекавшей на протяжении 136–60 млн лет. Орогенно-конструктивный и рифтогенно-деструктивный этапы протекали в условиях латерального течения коровых масс вдоль продольной системы сдвигов, параллельных восточной окраине Азии. Возможное направление смещения континентальной коры на СВ или ЮЗ раскрывается при анализе парагенеза продольной и диагональной систем сдвигов.

Диагональная приконтинентальная система сдвигов и эпиконтинентальный рифтогенез

Наиболее детально изучена Бохай-Амурская зона (см. рис. 1) и прежде всего взбросо-сдвиги Илань-Итун (в России – Курский) и Дуньхуа-Мишань (в России – Алчанский) (см. рис. 2).

Илань-Итун (ИИ) левый взбросо-сдвиг, круто падая на СЗ, на глубине 35 км рассекает границу Мохо, взбрасывая ее на 4–5 км [Уткин и др., 2016]. Структурирование закартированных здесь раннемеловых турбидитов (амурский комплекс) происходило в два главных этапа [Наталин, Алексе-

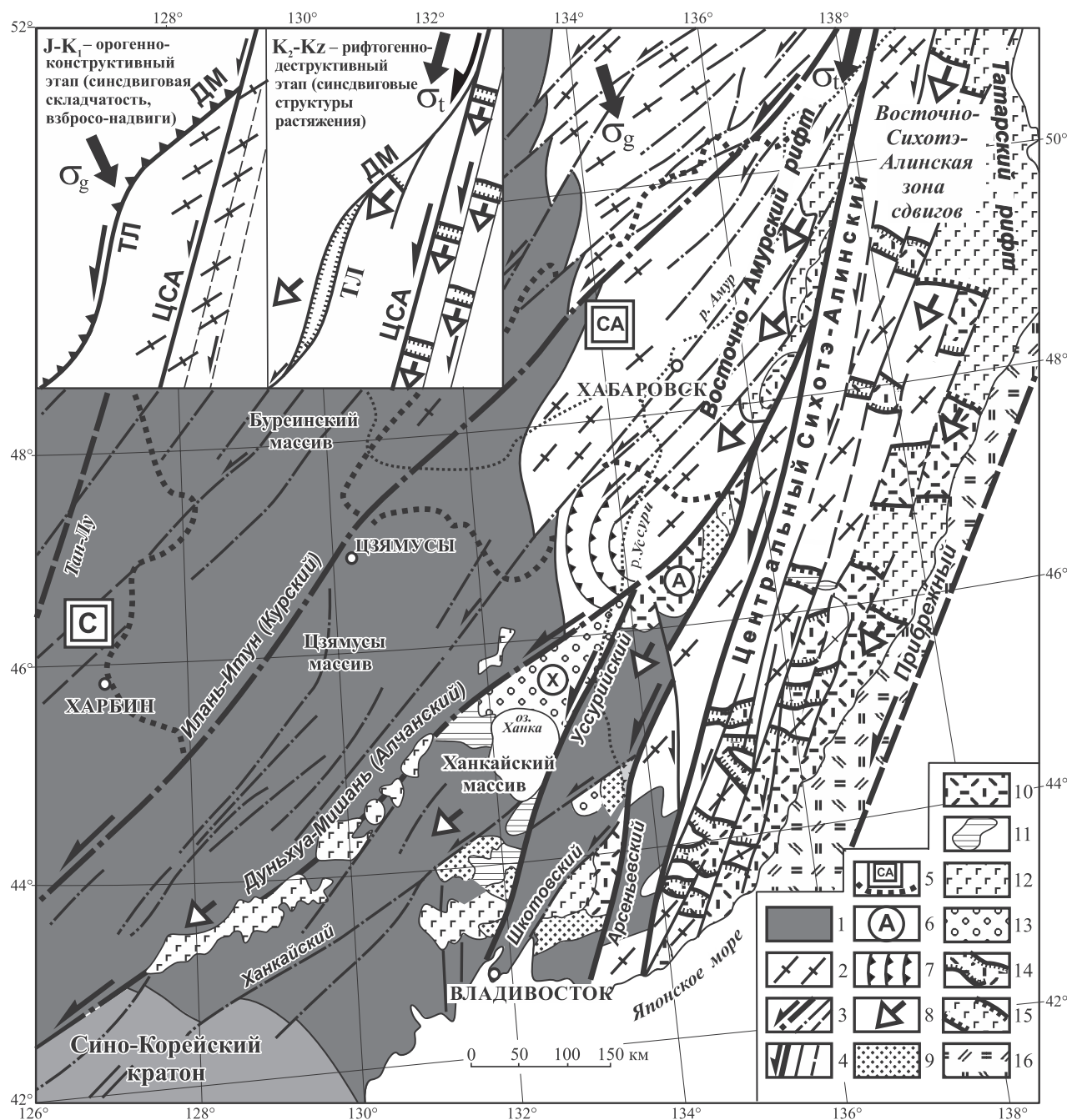


Рис. 2. Структурно-кинематический парагенез Бохай-Амурской (диагональной) и Сихотэ-Алинской (продольной) систем левых сдвигов (по [Уткин и др., 2016] с дополнениями).

1 – архей-протерозойский композитный кратоноген; 2 – Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система; 3 – Бохай-Амурская система левых взбросо-сдвигов; 4 – Сихотэ-Алинская система левых сдвигов; 5 – границы позднемерловых-кайнозойских рифтогенных осадочных бассейнов (С – Сунляо, СА – Среднеамурский); 6 – мел-кайнозойские клиновидные структуры растяжения (Х – Ханкайская, А – Алчанская); 7 – фронтальная чешуйчато-надвиговая структура сжатия Наданьхада; 8–13 – направление сдвиговых растягивающих усилий, формировавших клиновидные сдвиговые структуры растяжения (8) и компенсирующие их образования (9–13): позднемерловые терригенные осадки (9) вулканиды кислые и средние, идентичные вулканитам Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (10), кайнозойские осадки (11) и базальты (12), четвертичные осадки (13); 14, 15 – поперечные к сдвигам структуры сдвигового растяжения: позднемерловых-раннекайнозойские (14) и кайнозойские (15); 16 – позднемерловых-кайнозойские вулканиды, перекрытые водами Японского моря (шельф).

Врезки. Схемы динамо-кинематических условий поэтапного парагенеза Бохай-Амурской и Сихотэ-Алинской систем левых сдвигов. σ_g – направления генерального сжатия и его производного – σ_t (тангенциального к ЦСА левому сдвигу). Главные разломы парагенеза: Тан-Лу (ТЛ), Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСА), Дуньхуа-Мишань (ДМ); полые стрелки – направления синсдвиговых растяжений.

Fig. 2. Structural-and-kinematic paragenesis between the Bohai-Amur (diagonal) and Sikhote-Alin (longitudinal) sinistral fault systems (according to [Utkin et al., 2016]) added).

1 – Archean-to-Proterozoic composite kratogen (e.g. the Bureya (Буреинский массив), Jiamusi (Цзямусы массив), and Khanka (Ханкайский массив) massifs as well as the Sino-Korean craton (Сино-Корейский кратон); 2 – Sikhote-Alin imbricated-fold system; 3 – Bohai-Amur system of sinistral oblique-reverse-slip faults (thin lines – minor faults, dotted lines – supposed or covered faults): e.g. Yilan-Yitong/Kur (Илань-Итун/Курский), Dunhua-Mishan/Alchan (Дуньхуа-Мишань/Алчанский), and Khanka (Ханкайский); 4 – Sikhote-Alin sinistral fault system (thin lines – minor faults, dotted lines – supposed or covered faults): e.g. Ussuri (Уссурийский), Shkotovo (Шкотовский), Arsenyev (Арсеньевский), and Central Sikhote-Alin (Центральный Сихотэ-Алинский) as well as the Eastern Sikhote-Alin strike-slip fault zone (Восточно-Сихотэ-Алинская зона сдвигов), including the Pribrezhny (Прибрежный) fault; 5 – boundaries of the Late Cretaceous-to-Cenozoic riftogenic sedimentary basins: Middle Amur (CA), Songliao (C); 6 – Cretaceous-to-Cenozoic wedge-shaped extension structures (X – Khanka, A – Alchan); 7 – Nadezhda imbricated-thrust frontal compressional structure; 8–13 – direction of the strike-slip-related extensional forces initiating pull-apart wedge-shape structures (8) and the sediments compensating them (9–13): Late Cretaceous terrigenous sediments (9) and acidic-and-intermediate volcanics (10, identical to effusions of the Eastern Sikhote-Alin belt), Cenozoic sediments (11) basalts (12), Quaternary sediments (13); 14, 15 – pull-apart-related structures being transverse to the strike-slip faults: Late-Cretaceous-to-Early-Cenozoic (14) and Cenozoic (15); 16 – the Late-Cretaceous-to-Cenozoic volcanics covered by the Japan Sea waters (i.e. continental shelf).

Inserts. Schemes of dynamo-kinematic conditions of the step-by-step paragenesis between the Bohai-Amur and Sikhote-Alin sinistral fault systems. σ_g – directions of the general (initial) compression and its tangential derivative (σ_t) towards the Central Sikhote-Alin (ЦСА) sinistral strike-slip fault. The master faults of the paragenesis: Tan-Lu (ТЛ), Central Sikhote-Alin (ЦСА), Dunhua-Mishan (ДМ); hollow arrows – directions of strike-slip related extensions. The stages: J-K₁ is an orogenic (constructive) stage (strike-slip related folding, and upthrust-and-thrusts), K₂-KZ is a riftogenic (destructive) (strike-slip related pull-apart structures).

енко, 2009], отражая время изменений кинематики разлома. На первом этапе (юра–середина альба) развитие разлома как структуры сжатия (взброс) сопровождалось формированием складчато-надвиговых структур, вергентных на ЮВ. На втором этапе, после альба, стиль кинематики складчато-надвиговых структур изменился с развитием полойных и близполойных левых сдвигов, сопровождаемых складками с крутыми и вертикальными шарнирами с левосторонним разобщением восточной границы кратоногена на амплитуду около 50 км (см. рис. 2).

Дуньхуа-Мишань (ДМ) левый взбросо-сдвиг до апта формировался как взбросо-надвиг, а затем (середина альба) трансформировался в левый сдвиг. Кайнозойская левосдвиговая активность разлома Дуньхуа-Мишань нашла отражение в развитии к ЮЗ от оз. Ханка пояса плиоцен-плейстоценовых базальтов на участке отклонения простираения разлома к меридиану с формированием вытянутой S-структуры растяжения (см. рис. 2). Левосдвиговая кинематика подтверждается формированием на сопряжении разлома Дуньхуа-Мишань с левыми сдвигами (Уссурийским, Арсеньевским) Ханкайского и Алчанского осадочных бассейнов клиновидной формы (см. рис. 2). Согласно Дж. Кроуэллу [Crowell, 1974], исследовавшему клинообразные структуры в условиях расхождения сдвигов (смещения от вершины клина), клиновидная структура подвергается растяжению и погружению с проявлением вулканизма и формированием осадочных бассейнов. В нашем случае в вершинах клиновидных блоков происходили растяжение коры и просадка начиная с конца раннего мела прерывисто-непрерывно продолжалась в позднем мелу и в кайнозое (см. рис. 2).

Бохай-Амурская диагональная система левых сдвигов совместно с левыми сдвигами Южно-Китайской системы ограничивают разлом Тан-Лу (ТЛ) соответственно с СВ и ЮЗ с образованием S-образной структуры (см. рис. 1), что ориентирует на необходимость парагенетического анализа разломов, слагающих эту структуру.

Тан-Лу развивался в два главных этапа [The Tancheng-Lujiang..., 1993]. На первом этапе (поздняя юра–ранний мел) разлом формировался как крупномасштабный левый сдвиг (амплитуда 700–800 км [Xu et al., 1987; The Tancheng-Lujiang..., 1993]) с парагенезом Бохай-Амурской и Южно-Китайской систем взбросо-надвигов как дуплексов сжатия продольных левых сдвигов. На втором этапе (альб–кайнозой) по ТЛ происходили незначительные левые и правые сдвиги [Lin et al., 1998; Hsiao et al., 2010]. Однако на этом этапе разлом формировался главным образом как структура растяжения с развитием рифтовой долины шириной до 40–60 км. На противоположных бортах разлома, преимущественно в палеогене, сформировались Хуабей-Бохайваньский и Субей-Желтоморский ОБ (см. рис. 1), сбросы которых падают навстречу друг другу в сторону рифта ТЛ [Уткин и др., 2016], указывая на его материнскую роль в качестве структуры растяжения, что подтверждается и сокращенной здесь на 10–15 км мощностью континентальной коры [The Tancheng-Lujiang..., 1993; и др.].

Развитие ТЛ на втором этапе как структуры растяжения протекало синхронно со вторым левосдвиговым этапом активизации диагональной системы разломов. Механизм раскрытия ТЛ обнаруживается на примере анализа направлений смещений крыльев сдвига Дуньхуа-Мишань. Если предположить смещение ЮВ крыла этого сдвига на СВ,

то на участке его примыкания к Центрально-Сихотэ-Алинскому сдвигу (см. рис. 1, 2) следует ожидать развитие структур фронтального сжатия (скупивания масс). Однако таких структур здесь нет, и, напротив, в тылу СЗ крыла сдвига Дуньхуа-Мишань, отражая его смещение на ЮЗ под углом 230–250°, происходило растяжение коры с формированием вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского сдвига, протягивающегося на 300 км Восточно-Амурского рифта, компенсированного позднемеловыми вулканогенно-осадочными комплексами с широким развитием базальтоидного магматизма в кайнозой (см. рис. 2). К юго-западу от Восточно-Амурского рифта (тыловой структуры растяжения) синхронно сформирована структура Наданьхада (см. рис. 2), которая, ориентируясь субмеридионально, по своим морфокинематическим характеристикам (дугообразные взбросы и надвиги, дискордантно наложенные на северо-восточную систему раннемеловых складок) полностью отвечает строению фронтальной структуры скупивания масс. Развитие этих парных структур оттока и скупивания масс вдоль сдвига Дуньхуа-Мишань (тектоническая триада) свидетельствует о смещении его северо-западного крыла на ЮЗ с синхронным раскрытием не только Восточно-Амурского рифта, но и рифта Тан-Лу. Перемещение СЗ крыла на ЮЗ 230–250° было возможным в условиях сжатия, ориентированного на ЮЗ 205–210° (см. рис. 2), генерированного сдвиговым перемещением в этом направлении СЗ крыла Центрально-Сихотэ-Алинского левого сдвига (вектор тангенциального напряжения сжатия). Отсюда следует, что перемещение масс на ЮЗ происходило не только по диагональной, но и вдоль продольной Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов, отражая суммарный сектор смещений коровых масс ЮЗ 205–250°. Левосдвиговый режим смещений коры в этом направлении был возможен в условиях субмеридионального генерального давления со стороны Азиатского континента, а не сжатия, вызванного возможной субдукцией океанических плит в ССЗ направлении (см. рис. 1).

Диагональная приокеаническая система сдвигов и рифтогенез приокеанической окраины континента

Система представлена субмеридиональными левыми и правыми сдвигами, сосредоточенными в трех транзитных зонах: Тайвань-Филиппинской, Хоккайдо-Сахалинской и Восточно-Японской (см. рис. 1).

Тайвань-Филиппинская (ТФ) левосдвиговая зона ограничивает с запада Филиппинскую плиту и ярко проявлена на Тайване и Филиппинах, прослеживаясь через о-ва Минданао, Лейте и Лусон на 1200 км [Allen, 1962]. Значительные левосдвиговые смещения произошли в меловом периоде, а

с их позднекайнозойской активностью связаны неоднократные сильнейшие исторические землетрясения [Кожурин, Трифонов, 1982; и др.].

Хоккайдо-Сахалинская (ХС) зона представлена системой меридиональных сдвигов: Западно-Сахалинским, Тымь-Поронайским, Мерейским, Идонаппу (см. рис. 1). Тымь-Поронайский сдвиг характеризуется позднекайнозойской правосдвиговой активизацией (с землетрясением в голоцене) с трансформацией в позднем миоцене во взбросы и надвиги [Рождественский, 1997]. Мерейская субмеридиональная сдвиговая зона содержит признаки трансформации доэоценовых левых сдвигов в правосторонние в неогене [Жаров, 2004]. Эта же смена левых сдвигов на правые наблюдается и в разломе Идонаппу на о-ве Хоккайдо [Kiyokawa, 1992].

Восточно-Японская (ВЯ) левосдвиговая зона (см. рис. 1) состоит из сдвигов с простираемостью ССЗ 340–350°, определивших главные черты инфраструктуры Восточной Японии (рис. 3).

Танакура (ТФ) сдвиг, сопровождаясь широкой (3–4 км) зоной скалывания, характеризуется развитием милонитов, филлитов и тектонических глин [Otsuki, 1975]. Позднемеловые и раннепалеогеновые кислые пирокластические породы (изотопный возраст – 56–65 млн лет) [Ganzawa, 1987] использованы в качестве маркеров левосторонних смещений по ТФ на амплитуду до 130 км. Предполагается, что общая амплитуда смещений с учетом смещений по зонам скалывания может достигать 240–400 км [Otsuki, 1992].

Футаба (ФФ) левый сдвиг ассоциирует с милонитовой зоной шириной от нескольких сотен метров до 3 км. Левостороннее смещение на амплитуду около 320 км включает не только 190 км смещений по разломам, но и смещения в форме пластичного скалывания [Otsuki, 1992].

Хутокабэ-Ирия (НІФ) левый сдвиг по морфологическим характеристикам идентичен сдвигам ТФ, ФФ и, сопровождаясь зоной скалывания мощностью 0.5–1 км, характеризуется левым смещением на амплитуду 5–10 км [Otsuki, 1992].

Суммарное левостороннее смещение вдоль ВЯ зоны оценивается примерно до 800 км и происходило на протяжении 120–40 млн лет (конец апта-середина эоцена) [Otsuki, 1992], а по [Tanabe, Kano, 1996] – до среднего миоцена, так как сдвигами не смещены среднемиоценовые гранитоиды (рис. 4)².

Юго-Западная Япония характеризуется субширотным зональным строением с четко выражен-

² Эта достаточно хорошо изученная левосдвиговая зона, ограничивающая с востока Центрально-Японский рифт, по аналогии с правыми сдвигами о-ва Сахалин рассматривается как зона правосторонних сдвигов [Fournier et al., 1995] с вытекающим, по нашему мнению, ошибочным выводом о формировании Японского моря в условиях правосдвигового режима.

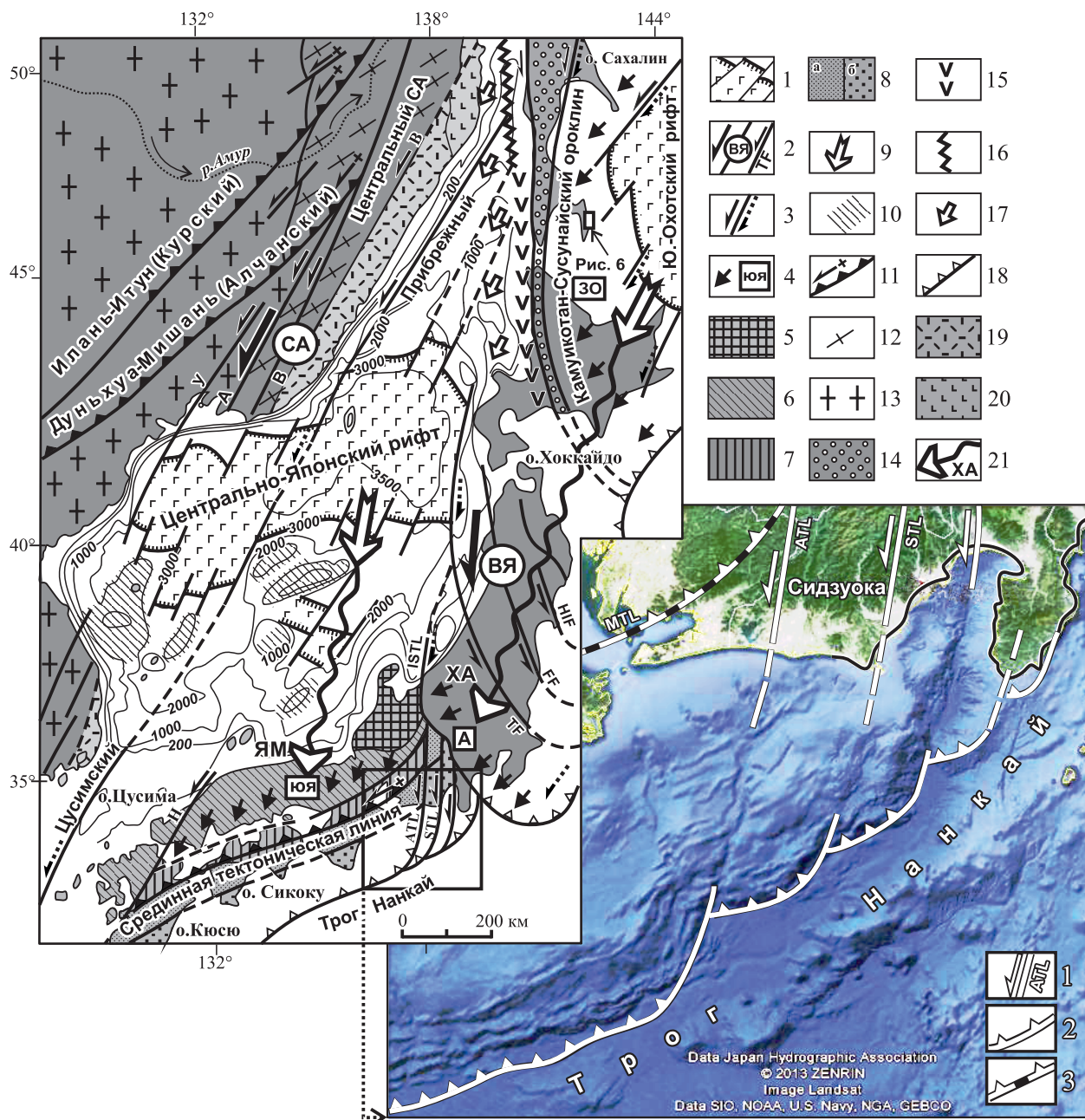


Рис. 3. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона (по [Уткин, 1985] с дополнениями).

1 – сдвиго-раздвиговые границы Центрально-Японского и Южно-Охотского рифтов; 2 – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги (в скобках): СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточный, АР – Арсеньевский, УС – Уссурийский, П – Прибрежный), ВЯ – Восточно-Японская (ТФ – Танакура, FF – Футаба, HIF – Хутокабэ-Ирия, ISTL – Итоигава-Шизуока, ATL – Акаиши, STL – Сасаяма); 3 – сдвиги: сплошная стрелка – мезозой-раннекайнозойские, точечная – позднекайнозойские, в том числе и активизированные докайнозойские; 4 – фронтальные пояса сжатия (скупивания масс): Южно-Японский (ЮЯ), Западно-Охотский (ЗО), Акаиши (А); 5–8 – тектоностратиграфическое зональное строение юго-западной Японии: древний массив Хида (5), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (6), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (7), мел-кайнозойский пояс Шиманто (8): северный позднемеловой (а) и южный палеоген-раннемиоценовый (б); 9 – направление латерального отрыва и течения коровых масс Япономорского и Охотоморского плито-потоков; 10 – подводные поднятия с континентальной корой; 11, 12 – структуры сжатия: взбросо-сдвиги Бохай-Амурской системы и генетически адекватная им Срединная тектоническая линия Юго-Западной Японии (11), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая орогенная система (12); 13 – Восточно-Азиатский архейско-протерозойский композитный кратоноген; 14–17 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов (Западно-Сахалинский (14), Ребун-Монеронский (15), Татарский (16) и направление их растяжений (17); 18 – зоны Бенъофа (субдукции океанических плит); 19 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 20 – плейстоценовые базальтоиды Татарского рифта; 21 – плито-потоки: ХА – Хоккайдо-Акаиши, ЯМ – Япономорский.

Врезка. 1 – сдвиги (ATL – Акайши, STL – Сасаяма), 2 – синсдвиговое фронтальное чешуйчато-надвиговое скупивание масс, 3 – Срединная тектоническая линия (MTL).

Fig. 3. Morphology and kinematics of structure-forming current of crustal masses within the Japan Sea region (according to [Utkin, 1985]) added).

1 – strike-slip-and-pull-apart related boundaries of the Central Japanese (Центрально-Японский рифт) and Southern Okhotsk (Ю.-Охотский рифт) rifts; 2 – strike-slip fault zones and their constituent faults (in parentheses): CA – *Sikhote-Alin* (Центральный CA – Central Sikhote-Alin, B – Vostochny, A – Arsen'ev, Y – Ussuri, Прибрежный – Pribrezhny), ВЯ – *East Japanese* (TF – Tanakura, FF – Futaba, HIF – Khutokabe-Iriya, ISTL – Itohigawa-Shizuoka, ATL – Akaishi, STL – Sasayama); 3 – strike-slip fault: solid arrow – Mesozoic-to-Early-Cenozoic, point arrow – Late Cenozoic, including also activated pre-Cenozoic; 4 – frontal compression belts (of crustal masses' stacking): Southern Japanese (ЮЯ), Western Okhotsk (30) (the Kamuikotan-Susunai orocline/Камуйкотан-Сусунайский ороклин included), Akaishi (A); 5–8 – tectonostratigraphic zonal structure of Southwestern Japan: ancient Hida massif (5), predominantly Carboniferous-to-Triassic complexes (6), Jurassic-to-Early-Cretaceous complex with superimposed Cretaceous dynamometamorphism (7), Cretaceous-to-Cenozoic Shimanto belt (8); northern Late Cretaceous part (a), and southern Paleogene-to-Early-Miocene part (b); 9 – direction of the lateral crustal masses' extension and flow for the Japan-Sea and Okhotsk-Sea plate flows; 10 – underwater uplifts with continental crust; 11, 12 – compression structures: oblique-slip reverse faults of the Bohai-Amur system (e.g. Yilan-Yitong/Kur (Илань-Итун/Курский), and Dunhua-Mishan/Alchan (Дуньхуа-Мишань/Алчанский)) and genetically adequate to them Median Tectonic Line (Срединная тектоническая линия) of Southwest Japan (11), Sikhote-Alin imbricated-fold orogenic system (12); 13 – Eastern Asian Archaean-to-Proterozoic composite cratonogen; 14–17 – Hokkaido-Sakhalin system of the rifts, as followed: Western Sakhalin (14), Rebun-Moneronsky (15), and Tatar (16) with the direction of its extension (17); 18 – Benioff zones (of subduction of oceanic plates); 19 – East Sikhote-Alin volcanic belt; 20 – Pleistocene basaltoids of the Tatar rift; 21 – plate flows: XA – Hokkaido-Akaishi, ЯМ – Japan-Sea.

Insert. 1 – strike-slip faults (ATL – Akaishi, STL – Sasayama), 2 – strike-slip related frontal imbricated-thrust mass stacking (within the Nankai Trough/Трог Нанкай), 3 – Middle Tectonic Line (MTL).

ным тектоно-стратиграфическим наращиванием поясов в сторону океана (см. рис. 3), что, согласно [Maquyama, Seno, 1986; Ishikawa, Otsuki, 1990; и др.], является следствием субдукции океанических плит в следующей последовательности [Engelbreton et al., 1985]: плита Изанаги в ССЗ-направлении (135–85 млн лет), Тихоокеанская плита на ЗСЗ (85–53 млн лет), а затем на север (53–48 млн лет) (см. рис. 1). Синхронно формировалась система субмеридиональных левых сдвигов. В горах Акайши (см. рис. 4) субширотный зональный пояс Юго-Западной Японии срезан и растащен левыми субмеридиональными сдвигами. Считается, что левые сдвиги Восточной Японии формировались вследствие смещения их восточных крыльев на север в процессе косой субдукции, прежде всего плиты Изанаги под острова Японии [Otsuki, 1992]. Однако вместе с этой и другими разработками тектогенеза Япономорского региона с позиций плейттектоники предложено и иное представление, согласно которому формирование Восточно-Японской зоны левых сдвигов, как и раскрытие Японского моря, было следствием смещения Юго-Западной Японии в ЮЮЗ-направлении [Уткин, 1985].

Если рассмотреть продолжения изученных на суше левых сдвигов к югу, в пределах акватории (см. рис. 3, врезка), то достаточно отчетливо видно, что они, рассекая нависающий край континента (включая и миоценовые образования), не проникают ниже предполагаемой пологой зоны субдукции, а, сопровождаясь синсдвиговым фронтальным чешуйчато-надвиговым скупиванием континентальных масс, формируют СЗ-борт трога Нанкай. Субдуцирующая плита, судя по плоской морфологии дна трога Нанкай (см. рис. 3, врезка), является не нарушенным

сдвигами монолитным телом, которое, по данным геофизики [Asahiko et al., 1992], полого (около 15°) погружается на ССЗ. Обладая такими морфо-физическими характеристиками, плита, по нашему мнению, не может в процессе предполагаемой субдукции структурировать нависающий край континента с развитием системы дифференцированных левосдвиговых смещений. Отсюда следует, что структурирование нависающего края континента, по-видимому, не связано с возможной субдукцией подстилающей плиты, а происходило вследствие левосдвиговых смещений континентальных масс в направлении океана с надвиганием на подстилающую плиту. Если Юго-Западную Японию палинспастически переместить на север на 800 км (суммарная амплитуда левого сдвига по ВЯ сдвиговой зоне), то она причленится к континенту и займет положение Центрально-Японского рифта. В этом случае природу рифта можно рассматривать как структуру тылового растяжения континентальной коры, сформированную в процессе отрыва и смещения в направлении океана Юго-Западной Японии вдоль ВЯ левосдвиговой зоны, прерывистая активность которой в течение апта–миоцена отражает время неравномерно-длительного раскрытия Японского моря. Происходивший при этом левосдвиговый разворот близширотных (около СВ 80°) поясов Юго-Западной Японии против часовой стрелки (см. рис. 4), по нашему мнению, демонстрирует процесс сосдвигового формирования субмеридиональной ориентировки Восточной Японии в отличие от представлений о развороте Восточной Японии в целом против часовой стрелки с раскрытием Японского моря (фрагмент так называемой “двухдверной” модели Й. Отофудзи с соавторами [Otofudji et al., 1985]).

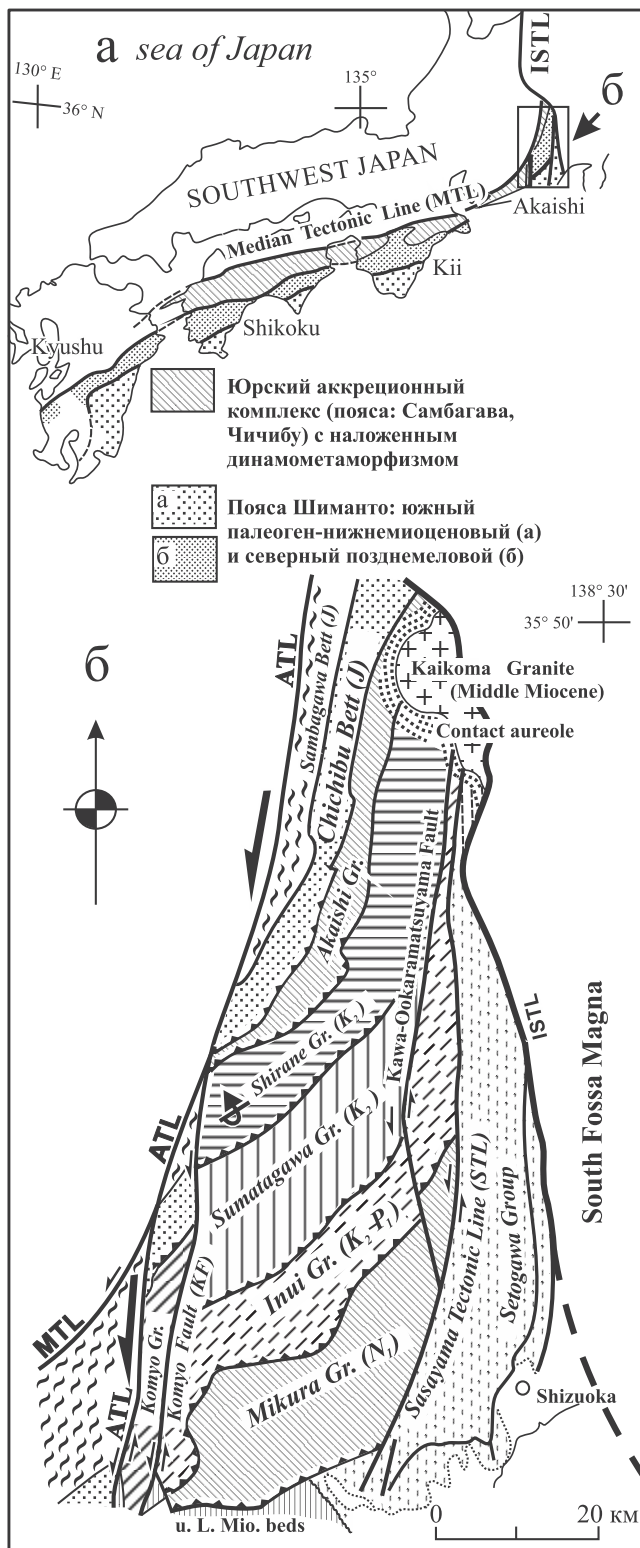


Рис. 4. Пояс Шиманто (а) и его тектоностратиграфические подразделения в горах Акайши (б) (по [Tanabe, Kano, 1996]).

Все группы, обозначенные курсивом на “б”, принадлежат тектоностратиграфическим подразделениям пояса Шиманто. Пояса Самбагава и Чичибу – фрагменты одноименных метаморфических поясов, разви-

тых между Срединной тектонической линией (MTL) и поясом Шиманто и растащенных сдвигами Акайши (ATL), Сасаяма (STL) и др.; u.L.Mio – верхняя часть нижнего миоцена.

Автором настоящей статьи акцентировано внимание на смещении (жирная стрелка) Срединной тектонической линии (MTL) левыми сдвигами Акайши (ATL) и Комё (KF), а линиament Итоигава-Шизуока (ISTL) рассматривается как позднемиоценовый листрический взброс (фронт плито-потока Хоккайдо-Акайши).

Fig. 4. Shimanto belt (a) and its tectonostratigraphic unites in the Akaishi Mountains (b) (according to [Tanabe, Kano, 1996]).

All groups in italics in (b) belong to the tectonostratigraphic unites of the Shimanto belt. The Sambagawa and Chichibu belts are the fragments of the same-name metamorphic belts occurring between the Median Tectonic Line (MTL) and the Shimanto belt and being displaced by the Akaishi (ATL), Sasayama (STL) and other strike-slip faults; u.L.Mio – upper Lower Miocene.

The present paper's author focuses attention on the displacement (bold arrow) of the Median Tectonic Line (MTL) by the Akaishi (ATL) and Komuro (KF) sinistral faults. At that, the Itoigawa-Shizuoka lineament (ISTL) is considered to be the Late Miocene listric reverse fault (as the frontline of the Hokkaido-Akaishi plate flow).

Смещение Юго-Западной Японии, по-видимому, происходило по системе пологих срывов разной глубинности, что нашло отражение в развитии разноточинных листрических надвигов, в том числе и транспортирующих пластины океанической коры с формированием, например, пояса Курасагава меланжированных серпентинитов. Синхронно с тыловым растяжением формировался Южно-Японский фронтальный пояс сжатия (см. рис. 3, 4) как система чешуйчато-надвиговых структур (скупивание масс), воздымание которых обеспечивало их разрыв с миграцией процессов седиментации в ЮЮЗ-направлении, что проявлено в соответствующей зональности пояса Шиманто.

Структурообразующее течение коры при формировании Японского моря (Япономорский плито-поток) отчетливо проявлено и в формировании Охотского моря. Наиболее ярко эти события происходили при раскрытии Южно-Охотского рифта (рис. 5).

Южно-Охотский рифт проявлен как глубоководная (до 3300 м) впадина (Курильская) с крутыми бортами (см. рис. 5). Представляется, что в результате срыва и смещения на ЮЗ расслоенной литопластины (мощностью около 3 км) в континентальной коре раскрылось обширное (≈ 180 тыс. км²) “окно” с образованием глубоководной впадины с плоским дном, по-видимому отражающим морфологию поверхности горизонтального скольжения сорванной континентальной литопластины. Смещения огромных объемов (≈ 540 тыс. км³) коровых масс на ЮЗ реализовались в формировании Камуикотан-Сусу-

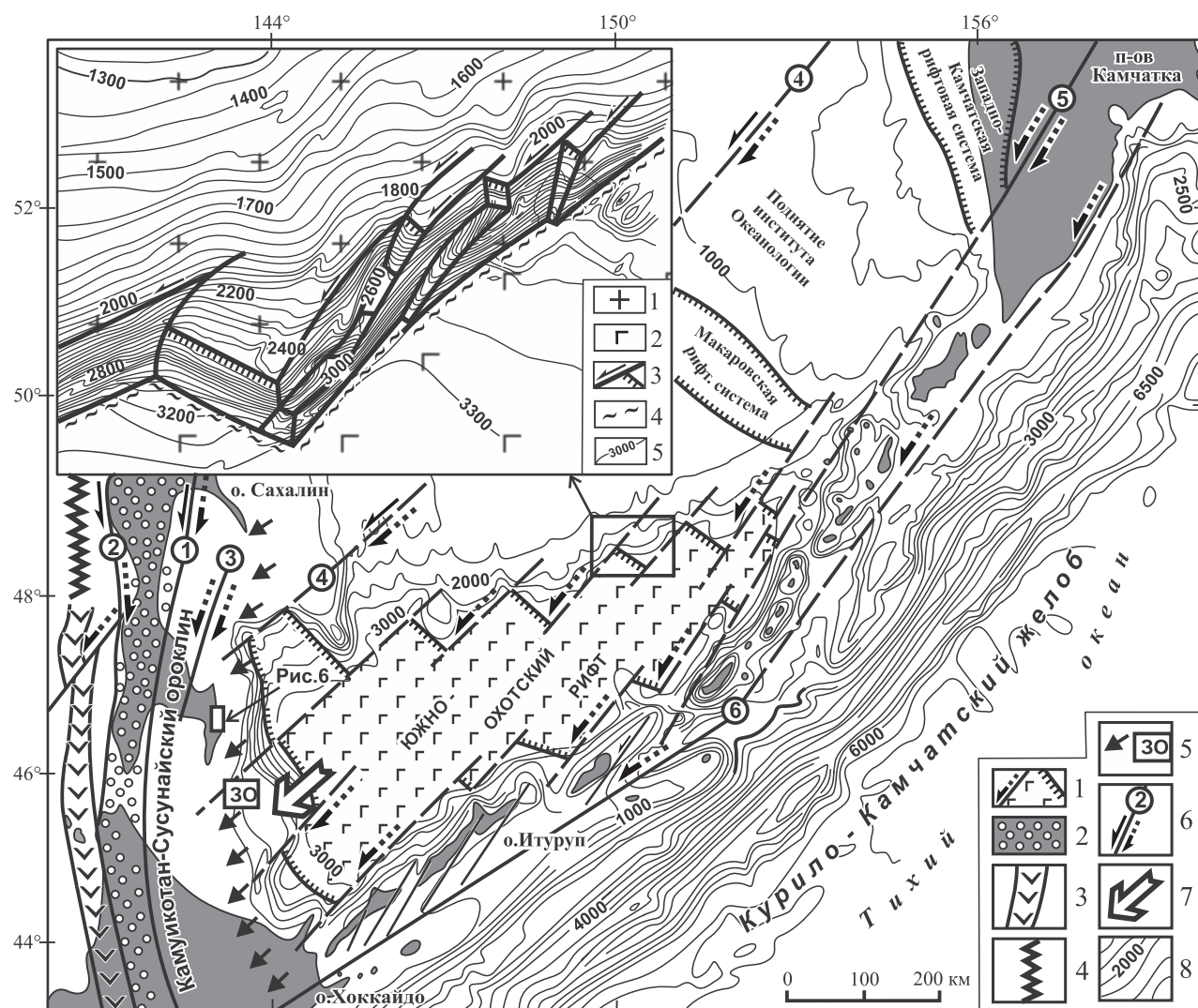


Рис. 5. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Охотоморского региона.

1 – сдвиго-раздвиговые границы Южно-Охотского рифта с корой океанического типа (структура оттока континентальных масс); 2–4 – Хоккайдо-Сахалинская зона рифтов и составляющие ее рифты: Западно-Сахалинский (2), Ребун-Монеронский (3), Татарский (4); 5 – Западно-Охотоморский пояс фронтального сжатия (динамоморфизм, чешуйчато-надвиговое скучивание масс); 6 – сдвиги (сплошная стрелка – докайнозойские, точечная – позднекайнозойские, в том числе активизированные докайнозойские): Тымь-Поронайский (1), Западно-Сахалинский (2), Мерейский (3), Пенжинский (4), Центрально-Камчатский (5), Срединно-Курильский (6); 7 – направление отрыва и течения коровых масс Южно-Охотского плито-потока; 8 – изобаты (м).

Врезка. Морфология северного склона Южно-Охотского рифта [Строение..., 1981]. 1, 2 – кора континентальная (1) и океанического типа (2); 3 – генерализованные контуры блоков континентальной коры, ограниченные сдвигами и поперечными разломами отрывно-сбросового типа; 4 – подошва (срыв) литопластины; 5 – изобаты (м).

Fig. 5. Morphology and kinematics of the structure-forming flow of crustal masses within the Okhotsk Sea region.

1 – strike-slip-and-pull-apart related boundaries of the Southern Okhotsk rift (Южно-Охотский рифт) with an oceanic crust (structure of outflow of continental masses); 2–4 – Hokkaido-Sakhalin rift zone and its constituent rifts: Western Sakhalin (2), Rebun-Moneronsky (3), Tatar (4); 5 – Western Okhotsk Sea belt of frontal compression (dynamomorphism, masses' imbricated-thrust stacking); 6 – strike-slip faults (solid arrow – pre-Cenozoic, point arrow – Late Cenozoic, including, also activated pre-Cenozoic): Tym'-Poronaysky (1), Western Sakhalin (2), Mereisky (3), Penzhina (4) Central Kamchatka (5), Middle Kuril (6); 7 – direction of the crustal masses' extension and flow for the Southern Okhotsk plate flow; 8 – isobaths (m).

Insert. Morphology of the northern slope of the Southern Okhotsk rift [Stroenie..., 1981]. 1, 2 – continental (1) and oceanic (2) crust; 3 – the generalized contours of blocks of the continental crust being limited by strike-slip faults and transverse extension-and-normal faults; 4 – bottom (detachment) of lithoplastins; 5 – isobaths (m). In addition, the figure area includes also the placement of the Kamuikotan-Susunai orocline as an element of the Western.

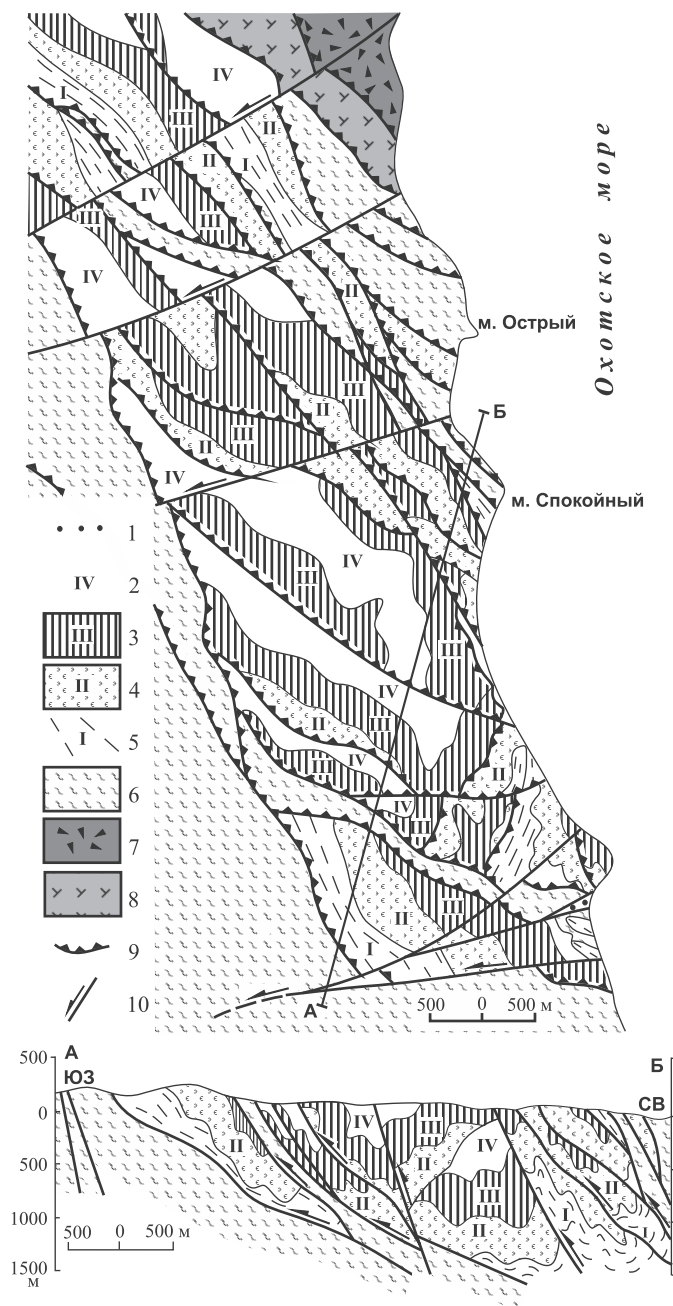


Рис. 6. Морфология и кинематика чешуйчато-надвигового скучивания масс в Западно-Охотском поясе фронтального сжатия, Чайкинский аллохтон (по [Жаров, 2004], местоположение – см. рис. 3, 5).

1 – миоценовые конгломераты; 2–5 – чешуи Чайкинского аллохтона (компан–ранний палеоцен): 2 – флишево-пеллетовая, 3 – туфопесчаная, 4 – пестроцветная туфогенная, 5 – кремнисто-глинистая; 6 – терригенный и полимиктовый меланж (средний эоцен); 7 – пластина олистостромы (ранний–поздний мел), 8 – перидотиты, серпентиниты (ранний мел); 9 – надвиги и взбросы; 10 – сдвиги.

Fig. 6. Morphology and kinematics of masses' imbricated-thrust stacking within the Western Okhotsk frontal compression belt, Chaykinsky allochthon (according to [Zharov, 2004], its location is shown in Fig. 3, 5).

1 – Miocene conglomerates; 2–5 – thrust-related slices of the Chaykinsky allochthon (Companian–Early-Paleocene): 2 – flysch-pelletic, 3 – tuff-sandy, 4 – variegated tuffaceous, 5 – siliceous-clayey; 6 – terrigenous and polymictic mélange (Middle Eocene); 7 – olistostrome plate (Early–Late Cretaceous); 8 – peridotites, serpentinites (Early Cretaceous); 9 – thrusts and reverse faults; 10 – strike-slip faults.

найнского пояса сжатия как фронтальной структуры скучивания масс (см. рис. 5). Обращает на себя внимание дугообразная форма пояса сжатия, идентичная морфологии так называемых “ороклинов”, происхождение которых чаще всего связывают с давлением жестких блоков (инденторов), изгибанием пластичных толщ в его фронтальной части, выдавливанием их в стороны от продвигающегося блока [Латеральные..., 2013; и др.].

Фронтальное выдавливание и скучивание масс в Камуикотан-Сусунайском ороклине выражены формированием системы чешуйчато-надвиговых структур, вергентных на ЮЗ, наиболее детально изученных на восточном побережье Тонино-Анивского полуострова [Жаров, 2004] (рис. 6). Здесь чешуи разного состава свидетельствуют о вовлечении в скучивание широкого спектра образований – от терригенно-туфогенных, кремнисто-глинистых до океанических комплексов (перидотиты, серпентиниты), с возрастом от раннемелового до палеогенового. Широкое развитие получили зоны меланжей, доминирующий возраст которых (середина среднего эоцена) указывает на главный эпизод тектонического скучивания [Жаров, 2004].

Идентичные структуры скучивания масс сформированы на всем протяжении Камуикотан-Сусунайского ороклина, а на отдельных участках (например, в хребте Сусунай) характерно интенсивное тектоническое рассланцевание пород с метаморфическими преобразованиями разной степени – от зеленосланцевых, голубосланцевых до эпидот-амфиболитовых фаций [Kimura et al., 1992; Жаров, 2004]. По-видимому, динаморассланцевание протекало импульсно (“шоково”), отражая прерывистость перемещения континентальных масс на ЮЗ.

Давление сорванных континентальных масс, выполнявших роль индентора, проявилось и к ЮЗ от Камуикотан-Сусунайского ороклина с формированием плито-потока протяженностью около 800 км, от о-ва Хоккайдо до гор Акайши Юго-Западной Японии (см. рис. 3), обладающего признаками объемного тектонического течения. Главным структурно-кинематическим признаком плитопотока Хоккайдо-Акайши в плане является изгиб изначально меридиональных разломов Северо-Восточной Японии конформно дугообразной морфологии Камуикотан-Сусунайского ороклина (см. рис. 3). Не исключено, что получившие развитие в северо-восточной Японии мощные, от нескольких сотен метров до 3–4 км, зоны милони-

тов, филлитов, тектонических глин и катаклазитов, возможно, являются, прежде всего, продуктами течения коровых масс в составе плито-потока Хоккайдо-Акайши. Фронтальное завершение тектонического потока на юго-западе оформилось флексурообразным изгибом структур Фосса-Магна (так называемого Синтаксис Канто [Takahashi, Saito, 1997]). Сформированный здесь тектонический линеамент Итоигава-Шизуока (ISTL, см. рис. 3, 4), ограничивающий с запада структуры Фосса-Магна, по-видимому, является выходом на дневную поверхность (листрический взброс) нижнего уровня срыва плито-потока, который перекрыл меридиональные миоценовые левые сдвиги, участвовавшие в раскрытии Центрально-Японского рифта, а также среднемиоценовые гранитоиды гор Акайши (см. рис. 4), что свидетельствует о завершающем постмиоценовом течении плито-потока Хоккайдо-Акайши на ЮЗ, начавшемся, по-видимому, с раскрытия Южно-Охотского рифта в эоцене. Наложение плито-потока Хоккайдо-Акайши на Япономорский указывает на, возможно, волновую последовательность формирования плито-потоков.

Хоккайдо-Акайши плито-поток наращивает к ЮЗ Чукотско-Охотский блок коры, ограниченный с северо-запада Пенжинским сдвигом Чукотской сдвиговой зоны (см. рис. 1). В этом весьма протяженном, относительно узком блоке приокеанической окраины Азии в позднем кайнозое, по-видимому, также протекали процессы верхнекоровых течений коровых масс на ЮЗ, но, в отличие от Хоккайдо-Акайши плито-потока, проявленного как процесс скупивания масс с образованием ороклинов, здесь формировались масштабные структуры растяжения – Южно-Охотская, Анадырская (см. рис. 1), а между ними – Макаровская, Западно-Камчатская и др. (см. рис. 5), ориентированные поперек ЮЗ-направлению течения масс. Верхнекоровое течение отвечает характеристикам протяженного на тысячи километров Чукотско-Охотского плито-потока, который, смещаясь на ЮЗ вдоль Чукотской сдвиговой зоны (см. рис. 1), трансформирует ее докайнозойские левые сдвиги в правые.

Японское и Охотское моря разделены Хоккайдо-Сахалинской меридиональной системой тесно сближенных рифтов (см. рис. 3, 5), которые при ширине 50–100 км, прослеживаясь на 1000 км и более, характеризуются прерывисто-непрерывным раскрытием в течение позднего мела–раннего кайнозоя. В позднем кайнозое Западно-Сахалинский рифт трансформировался в структуру сжатия [Рождественский, 1997].

Рифты оформлены Хоккайдо-Сахалинской системой меридиональных сдвигов, которые, кулисно наращивая к северу Восточно-Японскую зону левых сдвигов (см. рис. 1, 5), по-видимому, также формировались как левые сдвиги начиная с ранне-

го мела. В позднем мелу–кайнозое в связи с оттоком континентальных масс на ЮЗ (следствие активности Сихотэ-Алинской системы сдвигов) Хоккайдо-Сахалинские сдвиги как тыловые структуры растяжения раскрывались, трансформируясь в рифты. Определяющая роль сдвигов в заложении Хоккайдо-Сахалинской системы рифтов объясняет их морфологию – характерные для сдвигов прямолинейность, весьма значительные протяженность и глубинность. Вначале щелевидное, а затем все расширяющееся приоткрывание сдвигов в течение позднего мела–раннего кайнозоя обеспечило накопление вулканогенно-осадочных образований с суммарной мощностью до 17 км (Западно-Сахалинский рифт). Начавшаяся в палеоцене–среднем эоцене трансформация южного фланга Западно-Сахалинского рифта в структуру сжатия обязана, как показано выше, давлению континентальных масс со стороны Южно-Охотского рифта. С раскрытием Северо-Охотской, Кашеваровской вовлечен и северный фланг рифта с новейшей орогеней (Восточно-Сахалинские горы) и правосторонней активизацией Тымь-Поронайского разлома.

ВОЗМОЖНЫЕ ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ ЛАТЕРАЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МАСС

Как показано, в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода смещение континентальной коры в мезозое–кайнозое происходило на ЮЮЗ 180–250° в направлении встречном и косо-встречном по отношению к ССЗ направлению субдукции океанических плит (см. рис. 1). Это кинематическое несоответствие не позволяет признать роль субдукции в качестве определяющего фактора в структурировании восточной окраины Азии и, напротив, свидетельствует о латеральных смещениях континентальной коры зоны перехода как не зависящих от геодинамики океанических плит, что ставит вопрос о силах, способных перемещать континентальные массы. Установленное течение континентальной коры на ЮЮЗ согласуется с направлением действия полюсобежных сил вращающейся Земли, которые, согласно известным фундаментальным разработкам [Воронов, 1968; Стовас, 1975; Роль..., 1997; и др.], являются главными движущими силами смещений континентов и, следовательно, могут быть привлечены как силы, объясняющие латеральные смещения континентальных масс зоны перехода.

Полюсобежные силы генерируются сложением центробежных и гравитационных сил. Важная роль в качестве тектонического фактора принадлежит инерционным силам, связанным с изменением скорости вращения планеты. Момент инерции (I) любой из планетарных оболочек (геосфер) и частных литопластин расслоенной литосферы определяется формулой $I = MR^2$, где M – масса тела,

R – радиус его вращения. Действия инерционно-полусобежных сил, по-видимому, обязано и движение континентов, которое рассматривается как проявление тектонического течения на макроуровне с развитием разноглубинных субгоризонтальных срывов (нижний уровень – 450–500 км [Пушаровский, 2004]).

Согласно П.С. Воронову [1968], полюсобежные силы определяют геофлюкцию (течение) континентальных масс в направлении экватора с развитием фланговых меридиональных периокеанических глобальных сдвиговых зон. Вместе с тем анализом морфо-кинематических и возрастных характеристик транзитных сдвигов смежных окраин континентов выявлены приконтинентальные глобальные сдвиговые зоны [Уткин, 1980, 2007], которые, во многом совпадая с периокеаническими, ориентируются в северо-восточном (левые) и северо-западном (правые) направлениях и у экватора пересекаются ортогонально (рис. 7), что позволило выявить и обосновать их возможное парагенетическое развитие. Формирование Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны рассматривается как следствие смещения Азиатского континента в составе Евразии на ЮЗ с синхронным формированием парагенетической триады глобального масштаба: фланговых левых сдвигов (Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона), фронтального сжатия масс (Альпийско-Гималайский пояс сжатия), тылового растяжения (распад и просадка Арктической окраины континента). Однако этой динамо-кинематической обстановкой нельзя достаточно убедительно объяснить главное событие кайнозойского этапа развития зоны перехода – формирование окраинных морей в условиях, как показано, крупномасштабного течения коровых масс на ЮЮЗ. Есть основание предполагать следующую последовательность структурирования зоны перехода.

В мезозое, в процессе смещения Евразийского континента на ЮЗ, синхронно с трансформацией Альпийско-Гималайской зоны правых сдвигов в пояс сжатия, его восточная окраина формировалась как фланговая глобальная левосдвиговая зона с закономерным развитием систем базовых транзитных глубинных левых сдвигов. К кайнозою целостность окраины Азии была разрушена, сформировались тектонически обособленные блоки (литопластины) континентальной коры с разными массами и разными уровнями срыва и, следовательно, с неадекватной инерционной энергетикой, что создавало условия для их автономных движений. Например, крупный фрагмент континентальной коры – Юго-Западная Япония – был отчленен от континента и смещался на юг в результате действия в этом направлении ротационных сил. В этих же условиях ротационной геодинамики в позднем кайнозое формировались и крупномасштабные тече-

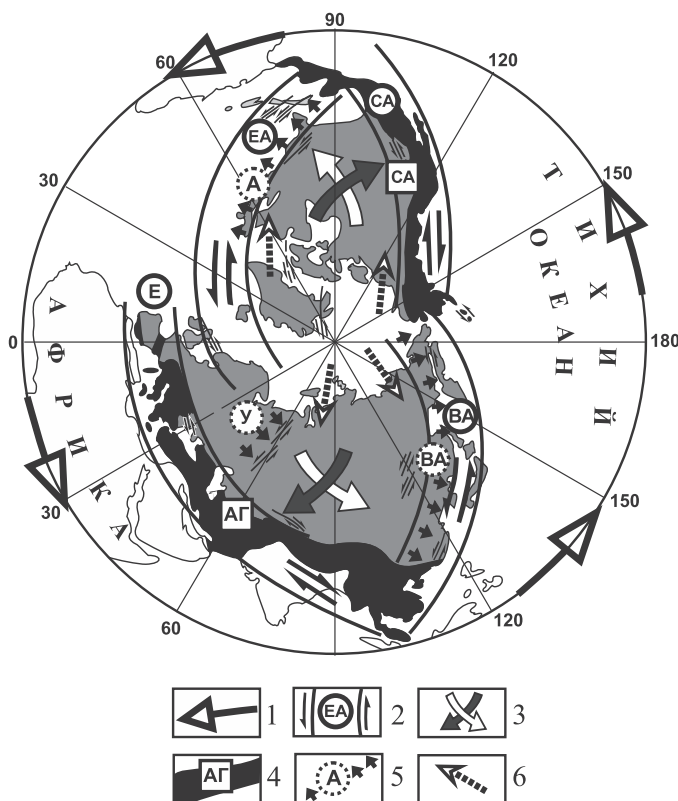


Рис. 7. Глобальные сдвиговые зоны и обратимая трансформация геодинамических режимов окраин континентов [Уткин, 2007].

1 – направление вращения Земли; 2 – левые и правые глобальные сдвиговые зоны: ВА – Восточно-Азиатская, ЕА – Европейско-Американская, СА – Северо-Американская, Е – Евразийская; 3 – направление смещений континентов в условиях ускорения вращения Земли в мезозое–кайнозое (залитые стрелки) и замедления – в палеозое (полые стрелки); 4, 5 – фронтальные пояса сжатия (АГ – Альпийско-Гималайский, СА – Северо-Американский), сформированные в позднем мезозое–кайнозое в условиях ускорения вращения Земли (4) и в палеозое (ВА – Восточно-Азиатский, У – Уральский, А – Аппалачский) – в условиях замедления ее вращения (5); 6 – тыловые структуры растяжения смещавшихся к экватору Евразии и Северной Америки.

Fig. 7. Global strike-slip fault zones and reversible transformation of geodynamic regimes of continental margins [Utkin, 2007].

1 – direction of the Earth's rotation; 2 – dextral and sinistral global strike-slip fault zones: BA – East Asian, EA – European-American, CA – North American, E – Eurasian; 3 – directions of the continents' displacement under acceleration of the Earth's rotation during from Mesozoic to Cenozoic (filled arrows) and deceleration of the Earth's rotation during Paleozoic (empty arrows); 4, 5 – frontal compression belts (AG – Alpine-Himalayan, CA – North American) formed during from Late Mesozoic to Cenozoic under acceleration of the Earth's rotation (4) and during Paleozoic (BA – East Asian, Y – Ural, A – Appalachian) – under deceleration of the Earth's rotation (5); 6 – back extensional structures of Eurasia and North American displacing to the equator.

ния верхних уровней континентальной коры в ЮЗ-направлении, например плито-поток Хоккайдо-Акайши. Можно предположить, что срывы и скольжение верхнекоровых плито-потоков происходили вследствие их повышенной инерционной энергии по отношению к нижним, подстилающим слоям литосферы, менее удаленным от оси вращения Земли и, следовательно, с меньшими скоростями движений. Проскальзывание разноскоростных литопластин активизировалось прежде всего в периоды меняющейся скорости вращения планеты, когда инерционные силы создают тангенциальную компоненту, направленную по касательной к поверхности планеты. Превосходящие моменты инерции верхних слоев литосферы относительно нижних, возможно, и определяют крупномасштабные тектонические течения верхних уровней коры, широко проявленные как основные формы структурно-тектонической жизни консолидированной коры континентов.

Таким образом, установленные латеральные тектонические потоки континентальной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в мезозое-кайнозой на ЮЮЗ 180–250°, возможно, формировались под воздействием ротационной геодинамики неравномерно вращающейся Земли независимо от геодинамики океанических плит.

ВЫВОДЫ

Развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в мезозое-кайнозой протекало в режиме латерального структурообразующего течения континентальной коры в условиях сдвигового тектогенеза Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны. Выделяются два главных этапа сдвигового тектогенеза.

1. Орогенно-конструктивный этап (юра-ранний мел) – время аккумуляции стратифицированных образований, их орогенное складчато-надвиговое тектоническое сжатие по законам сдвигового тектогенеза, создавшего структурно-динамические обстановки развития внутрикорового интрузивного магматизма.

2. Рифтогенно-деструктивный этап (поздний мел-кайнозой) происходил в условиях трансенсии сдвигов (сдвиг с растяжением) с разрушением структур орогенно-конструктивного этапа, что привело к восходящей миграции магм интрузивного внутрикорового уровня с формированием, главным образом в позднем мелу, вулканического покрова. Начавшаяся в позднем мелу сдвиговая деструкция коры в кайнозой проявилась чрезвычайно активно с формированием эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных впадин окраинных морей.

Анализ кинематики дискордантно ориентированных транзитных сдвиговых систем, составляю-

щих ВАГСЗ, а также кинематики раскрытия эпиконтинентальных осадочных бассейнов и глубоководных впадин Японского и Охотского морей показал, что структурообразующее течение коровых масс зоны перехода происходило в направлении ЮЮЗ 180–250° – встречном и косо-встречном по отношению к ССЗ направлению субдукции океанических плит. Это кинематическое несоответствие не позволяет признать роль геодинамики океанических литосферных плит в качестве определяющего фактора в структурировании восточной окраины Азии. Вместе с тем течение континентальной коры (плито-потоки) совпадает с направлением действия инерционно-полюсобежных сил, что дает основание рассматривать структурирование зоны перехода как процесс, обусловленный ротационной геодинамикой неравномерно вращающейся Земли и независимый от геодинамики океанических плит.

Благодарю Б.К. Сорокина, И.А. Шагвалиева, Ю.П. Юшманова, А.Н. Компанейца – коллег по совместным многолетним полевым работам в составе структурного отряда Южно-Приморской геолого-съемочной экспедиции, а также Ю.Г. Волохина, С.О. Максимова, А.Н. Митрохина, П.Л. Неволлина, В.К. Попова – за плодотворное обсуждение представленного материала. Признателен О.М. Молибог, Т.И. Карпенко и Ю.Н. Шеховцевой за подготовку компьютерной версии статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арган Э. (1935) Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 192 с.
- 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) Горизонтальное перемещение по разломам и некоторые методы их изучения. *Разломы и горизонтальные движения земной коры*. М.: Наука, 29-43.
- Воронов П.С. (1968) Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 123 с.
- Жаров А.Э. (2004) Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское кн. изд-во, 192 с.
- Иванов Б.А. (1961) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. *Докл. АН СССР*, **138**(4), 900-903.
- Кожурин А.И., Трифонов В.Г. (1982) Молодые сдвиги обрамления Тихого океана. *Геотектоника*, (2), 3-18.
- Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. (2013) (Отв. редактор М.Г. Леонов). М.: ГЕОС, 318 с.
- Наталин Б.А., Алексеенко С.Н. (2009) (Отв. ред. Г.Л. Кириллова) Структура мелового складчатого основания СОБ. *Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы*. Владивосток: ДВО РАН, 286-313.
- Пейве А.В., Пушаровский Ю.М. (1982) Теоретические проблемы геологии океанов. *Природа*, (1), 30-41.
- Пушаровский Ю.М. (2004) Движущиеся континенты. *Геотектоника*, (3), 3-12.

- Рождественский В.С. (1997) (Под ред. Б.Н. Пискунова) Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон. *Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей*. Южно-Сахалинск: Дальнаука, 80-109.
- Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. (1997) (Под ред. П.С. Воронова). СПб: Наука, 592 с.
- Силантьев В.Н. (1963) Фудзино-Иманский сдвиг. *Изв. АН СССР. Сер. геология*, (2), 39-49.
- Стовас М.В. (1975) Избранные труды. М.: Недра, 155 с.
- Стоянов С.С. (1977) Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 143 с.
- Строение дна Охотского моря. (1981) (Отв. ред. В.В. Белоусов, Г.Б. Удинцев). М.: Наука, 176 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. (1990) (Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, В.Г. Трифонов). М.: Наука, 294 с.
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И. (2010) Проблемы изучения активных разломов. *Геотектоника*, (6), 79-98.
- Уткин В.П. (1978) Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря. *Докл. АН СССР*, **240**(2), 400-403.
- Уткин В.П. (1980) Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 144 с.
- Уткин В.П. (1985) Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. *Геотектоника*, (1), 73-87.
- 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.
- Уткин В.П. (2005) Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса. *Докл. АН*, **404**(5), 659-663.
- Уткин В.П. (2007) Ротационная природа тектогенеза окраин континентов и распада Лавразийского и Гондванского суперконтинентов. *Докл. АН*, **416**(1), 86-90.
- Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. (2016) Сдвиговый континентальный рифтогенез восточной окраины Азии. *Литосфера*, (4), 5-29.
- Шерман С.И., Семицкий 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, 262 с.
- Allen C.R. (1962) Circum-Pacific Faulting in the Philippines-Taiwan Region. *Geophys. Res.*, (2), 4795-4812.
- Asahiko T., Timothy, Juichiro A. (1992) Photographic Atlas of an Accretionary Prism: Geologic Structures of the Shimanto Belt., Tokyo, University of Tokyo Press, 124 p.
- Carey S.W. (1954) The Rheid concept in geotectonics. *Bull. Geol. Soc. Austral.*, **1**, 67-117.
- Cloos E. (1955) Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **66**, 241-256.
- Crowell J.C. (1974) (Ed. W.R. Dickinson) Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Tecton. Sediment., SEPM Spec. Publ.*, (22), 190-204.
- Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G. (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, **206**, 1-59.
- Fournier V., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K. E., Oskorbin L.S. (1995). Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and Japan Sea. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2701-2725.
- Ganzawa Y. (1987) Fission track ages of volcanic rocks from Cretaceous to Tertiary in the inner belt of Northeast Japan-Okushiri Island, Oga Peninsula and Asahi Mountains. *J. Geol. Soc. Japan*, **93**, 387-401.
- Hsiao L.-Y., Graham S.A., Tilader N. (2010) Stratigraphy and sedimentation in a rift basin modified by synchronous strike-slip deformation: southern Xialiao basin, Bohai, offshore China. *Basin Res.*, **22**, 61-78.
- Ishikawa M., Otsuki K. (1990) Fold structures and left-lateral ductile shear in the Gosaisho metamorphic belt, Northeast Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **96**, 719-730.
- Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O.A., Leshchenko V. (1992) A deep section of accretionary complex: Susunai Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin. *The Island Arc*, (1), 166-175.
- Kiyokawa S. (1992) Geology of the Jdonnappu belt, central Hokkaido. Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**(6), 1180-1206.
- Lin A., Miyata T., Wan T. (1998) Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*, (293), 85-104.
- Maruyama S., Seno T. (1986) Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, (127), 305-329.
- Mckinstry H.E. (1953) Shears of second order. *Am. J. Sci.*, **251**, 401-414.
- Moody J. D., Hill M.J (1956) Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**(9), 1207-1246.
- Otofujii Y., Matsuda T., Nohda S. (1985) Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan arc. *Nature*, (317), 603-604.
- Otsuki K. (1975) Geology of the Tanakura shear zone and adjacent area. *Contrib. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku University*, **76**, 1-71.
- Otsuki K. (1992) Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan. *The Island Arc*, (1), 51-63.
- Takahachi M., Saito K. (1997) Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, (6), 168-182.
- Tanabe H., Kano K. (1996) Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan. *The Island Arc*, (5), 56-68.
- The Tancheng-Lujiang wrench fault system (1993) (Ed. J.W. Xu). Chichester, England, John Wiley and Sons Publ., 279 p.
- 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 shear system to the north-west of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, **134**(4), 273-310.

REFERENCES

- Allen C.R. (1962) Circum-Pacific Faulting in the Philippines-Taiwan Region. *Geophys. Res.*, (2), 4795-4812.
- Argan E. (1935) *Tektonika Azii* [Tectonics of Asia]. Moscow; Leningrad, ONTI NKTP SSSR, 192 p.
- Asahiko T., Timothy, Juichiro A. (1992) Photographic Atlas of an Accretionary Prism: Geologic Structures of the

- Shimanto Belt. Tokyo, University of Tokyo Press, 124 p.
- Burtman V.S., Luk'yanov A.V., Peive A.V., Ruzhentssev 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 gorizontaľnye dvizheniya zemnoi kory* [Faults and horizontal movements of the Earth's crust]. Moscow, Nauka Publ., 29-43. (In Russian)
- Carey S.W. (1954) The Rheid concept in geotectonics. *Bull. Geol. Soc. Austral.*, **1**, 67-117.
- Cloos E. (1955) Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **66**, 241-256.
- Crowell J.C. (1974) (Ed. W.R. Dickinson) Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Tecton. Sediment., SEPM Special Publication*, (22), 190-204.
- Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G. (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, **206**, 1-59.
- Fournier V., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K.E., O'Scortin L.S. (1995). Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and Japan Sea. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2701-2725.
- Ganzawa Y. (1987) Fission track ages of volcanic rocks from Cretaceous to Tertiary in the inner belt of Northeast Japan-Okushiri Island, Oga Peninsula and Asahi Mountains. *J. Geol. Soc. Japan*, **93**, 387-401.
- Hsiao L.-Y., Graham S.A., Tilader N. (2010) Stratigraphy and sedimentation in a rift basin modified by synchronous strike-slip deformation: southern Xialiao basin, Bohai, offshore China. *Basin Res.*, **22**, 61-78.
- Ishikawa M., Otsuki K. (1990) Fold structures and left-lateral ductile shear in the Gosaisho metamorphic belt, Northeast Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **96**, 719-730.
- Ivanov B.A. (1961) Tsentral'nyi Sikhote-Alinskii razlom. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **138**(4), 900-903. (In Russian)
- Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O.A., Leshchenko V. (1992) A deep section of accretionary complex: Susunai Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin. *The Island Arc*, (1), 166-175.
- Kiyokawa S. (1992) Geology of the Jdonnappu belt, central Hokkaido. Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex. *Tectonics*, **11**(6), 1180-1206.
- Kozhurin A.I., Trifonov V.G. (1982) Young strike-slip faults of the Pacific Ocean framing. *Geotektonika*, (2), 3-18. (In Russian)
- Lateral'nye tektonicheskie potoki v litosfere Zemli*. (2013) [Lateral tectonic flows in the lithosphere of the Earth]. (Ed. M.G. Leonov). Moscow, GEOS Publ., 318 p. (In Russian)
- Lin A., Miyata T., Wan T. (1998) Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*, (293), 85-104.
- Maruyama S., Seno T. (1986) Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, (127), 305-329.
- McKinstry H.E. (1953) Shears of second order. *Am. J. Sci.*, **251**, 401-414.
- Moody J.D., Hill M.J. (1956) Wrench-fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**(9), 1207-1246.
- Natal'in B.A., Alekseenko S.N. (2009) The structure of the folded basement of the Cretaceous SSB. *Sredneamurskii osadochnyi bassejn: geologicheskoe stroenie, geodinamika, toplivno-energeticheskie resursy* [Middle Amur sedimentary basin: geological structure, geodynamics, and fuel-and-energy resources] (Ed. G.L. Kirillova). Vladivostok, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences Publ., 286-313. (In Russian)
- Otofuji Y., Matsuda T., Nohda S. (1985) Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan arc. *Nature*, (317), 603-604.
- Otsuki K. (1975) Geology of the Tanakura shear zone and adjacent area. *Contrib. Inst. Geol. Paleontol.*, Tohoku University, **76**, 1-71.
- Otsuki K. (1992) Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan. *The Island Arc*, (1), 51-63.
- Peive A.V., Pushcharovsky Yu.M. Theoretical problems of the geology of the oceans. *Priroda*, (1), 30-41. (In Russian)
- Pushcharovsky Yu.M. (2004) The Moving Continents. *Geotektonika*, (3), 3-12. (In Russian)
- Rol' sdvigovoi tektoniki v strukture litosfer Zemli i planet zemnoi gruppy*. (1997) [The role of a strike-slip-fault tectonics in the structure of the Earth's lithospheres and terrestrial planets] (Ed. P.S. Voronov). St. Petersburg, Nauka Publ., 592 p. (In Russian)
- Rozhdestvenskii V.S. (1997) The role of strike-slip faults in the formation of the structure of Sakhalin, hydrocarbon deposits and mineralized zones. *Geodinamika tektonosfery zony sochleneniya Tikhogo okeana s Evraziei* (Pod red. B.N. Piskunova). T. 1. *Geologiya i geodinamika Sikhote-Alinskoi i Khokkaido-Sakhalinskoi skladchatykh oblastei* [Geodynamics of tectonosphere Pacific Ocean and Eurasia couple zone (Ed. B.N. Piskunov). V. 1. Geology and geodynamics of the Sikhote-Alin and Khokkaido-Sakhalin folded regions]. Yuzhno-Sakhalinsk, Dal'nauka Publ., 80-109. (In Russian)
- Rutland R., William R.A. (1967) A tectonic study of part of the Philippine fault zone. *Quart. Geol. Soc.*, **123**(4), 176-192.
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A. (1991) *Razlomoobrazovanie v litosfere. Zony sdviga* [Faulting in the lithosphere. Wrench fault zones]. Novosibirsk, Nauka Publ., 262 p. (In Russian)
- Silant'ev V.N. (1963) Fujino-Iman shear. *Izv. Akad. Nauk USSR. Ser. Geol.*, (2), 39-49. (In Russian)
- Stoyanov S.S. (1977) *Mekhanizm formirovaniya razryvnykh zon* [The mechanism of the formation of discontinuous zones]. Moscow, Nedra Publ., 143 p. (In Russian)
- Stovas M.V. (1975) *Izbrannye trudy* [Selected works]. Moscow, Nedra Publ., 155 p. (In Russian)
- Stroenie dna Okhotskogo morya* (1981) [The structure of the bottom of the Sea of Okhotsk] (Eds V.V. Belousov, and G.B. Udintsev). Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russian)
- Takahachi M., Saito K. (1997) Miocene intra-arc bending at an arc-arc collision zone, central Japan. *The Island Arc*, (6), 168-182.
- Tanabe H., Kano K. (1996) Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan. *The Island Arc*, (5), 56-68.
- Tektonicheskaya rassloennost' litosfery i regional'nye geologicheskie issledovaniya* (1990) [Tectonic layering of the lithosphere and regional geological studies] (Eds Yu.M. Pushcharovsky, and V.G. Trifonov). Moscow, Nauka Publ., 294 p. (In Russian)
- The Tancheng-Lujiang wrench fault system (1993)

- (Ed. J.W. Xu). Chichester, England, John Wiley and Sons Publ., 279 p.
- Trifonov V.G., Kozhurin A.I. (2010) Study of active faults: Theoretical and applied implications. *Geotectonics*, **44**(6), 510-528 (translated from *Geotektonika*, (6), 79-98).
- Utkin V.P. (1978) East Asian global strike-slip fault zone, the volcanic belt and marginal seas. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **240**(2), 400-403. (In Russian)
- Utkin V.P. (1980) *Sdvigovye dislokatsii i metodika ikh izucheniya* [Strike-slip related dislocations and methods of their study]. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (1985) Geodynamics of the Earth's crust extensions in the transition zone from the Asian continent to the Pacific Ocean. *Geotektonika*, (1), 73-87. (In Russian)
- Utkin V.P. (1987) *Sdvigovye dislokatsii i ikh rol' v proyavleniyakh magmatizma i rudoobrazovaniya Aziatsko-Tikhookeanskoi zony perekhoda*. Diss. ... dokt. geol.-min. nauk [Strike-slip related dislocations and their role in occurrences of magmatism and ore formation of the Asia-Pacific transition zone. Doct. geol. and min. sci. diss.]. Vladivostok, DVGI DVO AN SSSR, 451 p. (In Russian)
- Utkin V.P. (2005) Structure, geochronology and structural-and-dynamic conditions of the vertical development of the Eastern Sikhote-Alin magmatic-metallogenic belt. *Dokl. Akad. Nauk*, **404**(5), 659-663. (In Russian)
- Utkin V.P. (2007) The rotational nature of the continental margins' tectogenesis and the disintegration of the Laurasia and Gondwana supercontinents. *Dokl. Akad. Nauk*, **416**(1), 86-90. (In Russian)
- Utkin V.P., Mitrokhin A.N., Nevolin P.L. (2016) Strike-slip related continental rifting of the eastern margin of Asia. *Litosfera*, (4), 5-29. (In Russian)
- Voronov P.S. (1968) *Ocherki o zakonomernostyakh 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)
- 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 shear system to the north-west of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, **134**(4), 273-310.
- Zharov A.E. (2004) *Geologicheskoe stroenie i mel-paleogenovaya geodinamika Yugo-Vostochnogo Sakhalina* [Geological structure and the Cretaceous-Paleogene geodynamics of the Southwestern Sakhalin]. Yuzhno-Sakhalinsk, Sakhalinskoe Knizhnoe Izd., 192 p. (In Russian)