

УДК 550.834.42+551.21(51)

ЯРУСНАЯ ДИНАМИКА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: СООТНОШЕНИЯ МИГРИРУЮЩЕГО ВУЛКАНИЗМА И НИЗКОСКОРОСТНЫХ АНОМАЛИЙ

© 2003 г. С. В. Рассказов, академик **Н. А. Логачев**,
В. М. Кожевников, Т. Б. Яновская

Поступило 10.12.2002 г.

Исследованиям причин мощнейшей кайнозойской тектоно-магматической активизации литосферы Центральной и Восточной Азии посвящены многочисленные работы. В наиболее ранних из них подчеркивалось решающее значение Индо-Азиатской коллизии [1] и горячих пятен [2]. Позже внутриплитный вулканизм объяснялся крупномасштабной мантийной конвекцией, начинающейся с границы ядро–мантия [3], различными вариантами расположения горячих пятен (“горячих точек”) [4 и др.] и длительной позднемезозойско-кайнозойской активностью гигантских мегаструктур (Амурской и др. [5]). При геохронологических исследованиях [6] сделан вывод о контроле пространственно-временного распределения вулканизма в юго-восточной части Евразийской плиты межплитными (коллизионными, субдукционными) и внутриплитными процессами. Имеется точка зрения о существовании в континентальной литосфере особых условий, препятствующих непосредственному вулканическому выражению мантийных плюмов. Считается, что под континентами обеспечивается общий разогрев подлитосферной мантии, а пространственно-временное распределение вулканической деятельности регулируется исключительно ослабленными зонами литосферы [7].

Классические плюмы – гипотетические колонны диаметром до 200 км, протягивающиеся от термального граничного слоя конвектирующей системы, обычно являющейся границей ядро–мантия [8]. Томографические исследования [8, 9] показали наличие плотной высокоскоростной нижней мантии под Центральной и Восточной Азией. Эти данные противоречат гипотезам о крупномасштабной конвекции с границы ядро–мантия

или о связанных с этой границей плюмовых колоннах.

В океанических частях литосферных плит горячие пятна были определены по миграции вулканизма, явившейся следствием движения плит над фиксированными в мантии плюмами. По образовавшимся вулканическим пятнам рассчитаны скорости движения плит. В геофизических моделях, основанных на воспроизведении движения плит за счет мантийных плотностных и вязкостных неоднородностей, для Евразийской плиты допускалось либо отсутствие движения в кайнозое, либо медленное движение в восточном направлении [10 и др.].

В Восточном Саяне выявлено последовательное смещение позднекайнозойского вулканизма в западном направлении со средней скоростью $0.8 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$. Эта вулканическая миграция интерпретировалась как результат медленного восточного движения плиты над термальной аномалией [11]. Позже при измерениях методом GPS-геодезии установлено юго-восточное движение стабильной части Азиатского континента (Сибирской платформы) с весьма высокой скоростью (около $3 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ [12]). Гипотеза о медленном восточном движении Азии, заложенная в геофизическом моделировании и вытекающая из скорости миграции вулканизма Восточного Саяна, не согласуется с данными GPS-геодезии. На территории Восточного Китая предполагалась связь с движением плиты северо-западной миграции неоген-четвертичных вулканических полей относительно палеогеновых на расстоянии 525–660 км [13], однако в этих построениях отсутствовали какие-либо геофизические доказательства наличия под неоген-четвертичными вулканическими полями разуплотненного мантийного материала.

Т.Б. Яновской и В.М. Кожевниковым [14] методом поверхностно-волновой томографии построено трехмерное распределение скоростей поперечных волн в коре и верхней мантии Азии до глубины 400 км. В верхней мантии на глубинах 50–350 км проявились локальные низкоскорост-

*Институт земной коры Сибирского отделения
Российской Академии наук, Иркутск
Институт физики
Санкт-Петербургского университета*

ные аномалии – вероятные фрагменты мантийных плюмоподобных структур. При их пространственном сопоставлении с мигрирующим кайнозойским вулканизмом в данном сообщении приводится обоснование гипотезы ярусной мантийной динамики.

Низкоскоростные аномалии. На рис. 1 схематично показаны два яруса низкоскоростных мантийных аномалий: нижний (глубины 200–350 км) и верхний (глубины 50–200 км).

В нижнем ярусе, в диапазоне 250–350 км, выделяется крупная Забайкальская низкоскоростная линза. Ее западная часть сплошная, а восточная распадается на три ветви, протягивающиеся от Забайкалья до восточной окраины континента. Ветви отделены друг от друга Хоккайдо-Амурской и Хонсю-Хинганской высокоскоростными перемычками. В верхнем ярусе, на глубине около 150 км, обособляются три низкоскоростные линзы: Охотоморская, Филиппиноморская и Саяно-Монгольская. В плане линза нижнего яруса занимает промежуточное положение между тремя линзами верхнего яруса.

В нижнем ярусе вместе с Забайкальской линзой находятся локальные аномалии уровней 300–350 и 200–250 км. Две из них (Ленская и Северо-Сахалинская) подчеркивают резкое ограничение северо-восточного края линзы. Две другие таких же глубин (Южно-Китайская и Таримская) пространственно обособлены от нее. Локальные аномалии уровня 200–250 км образуют выступы над Забайкальской линзой. Некоторые из них находятся на ее восточном краю (Северо-Корейская, Амурская и Совгаванско-Удская), другие – на западном (Северо-Байкальская и Южно-Монгольская).

В верхнем ярусе под внутренней частью Филиппиноморской низкоскоростной линзы на глубине ~200 км расположена локальная аномалия Восточно-Китайского моря. В центре Саяно-Монгольской линзы резко выделяется Северо-Монгольская аномалия. Над Охотоморской линзой выступает узкий низкоскоростной гребень, простирающийся от Южно-Сахалинска до Магадана в направлении северо-северо-восток. Низкоскоростные локальные аномалии, Южно-Приморская и Зейская, примыкают к Хоккайдо-Амурской высокоскоростной перемычке на глубине ~100 км.

Соотношения вулканизма с мантийными аномалиями. Рис. 1 отражает согласованность пространственного положения локальных мантийных аномалий восточной части Азии с производными от них вулканическими извержениями, мигрировавшими в северо-западном направлении. Мантийные аномалии формировались под зарождавшимися впадинами Татарского пролива, Японского и Восточно-Китайского ок-

раинных морей и оказались под окраиной Евразийской плиты вследствие ее движения к юго-востоку.

Около 21 млн. лет назад центр Амурской аномалии располагался под Центральной впадиной Японского моря, а 15–8 млн. лет назад – под крупными вулканическими полями Южного Приморья. В настоящее время он находится на расстоянии 675 км от начала вулканического следа, где возникла Южно-Приморская аномалия. Непосредственно с Амурской аномалией пространственно связана четвертичная вулканическая деятельность поля Удалианчи и других вулканических полей Северо-Восточного Китая. Средняя скорость движения края плиты над центром Амурской аномалии составляла $3.2 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$.

Протяженность вулканического следа Ленской мантийной аномалии 1370 км. Она проявила начальную активность в вулканизме среднего кайнозоя 37–35 млн. лет назад. Лавы этого возраста распространены в средней и северной частях Восточного Сихотэ-Алиня. Край плиты смещался над аномалией со средней скоростью около $3.8 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$. На начало ее вулканического следа приходится Северо-Сахалинская аномалия.

Южнее вулканического следа Ленской аномалии протягивается вулканический след Совгаванско-Удской. В отличие от Ленской, проявлявшей активность с 36 млн. лет назад, она характеризует движение плиты в последние 21 млн. лет. Лавы ее начального вулканизма распространены в южной части о. Сахалин, а промежуточного временного интервала 15–8 млн. лет назад – в центральной части Сихотэ-Алиня. Четвертичные извержения известны на Токинском Становике.

В районе Корейского полуострова проявляла активность среднекайнозойская мантийная аномалия. Базальтовые лавы излились в Хасанском районе юго-западного Приморья в интервале 38–34 млн. лет назад. Современное положение этой аномалии под Восточной Монголией обеспечивалось юго-восточным движением края плиты со средней скоростью $4.0 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$. Позже, 21 млн. лет назад, образовалась аномалия, расположенная в настоящее время под Северной Кореей. С ней связано образование четвертичного вулканического поля Шангбашан (Пектусан).

Учитывая небольшой размер Северо-Байкальской аномалии, можно предположить ее зарождение в плиоцен-четвертичное время без существенного изменения по отношению к ней пространственного положения плиты. Другая интерпретация допускает юго-восточное движение плиты над этой аномалией, отразившееся в миграции вулканизма со средней скоростью $1.5 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ от Телембинского поля (начало вулканизма 21 млн. лет назад) через Витимское (начало мощных извержений 12 млн. лет назад) к Северному Байкалу. Эта

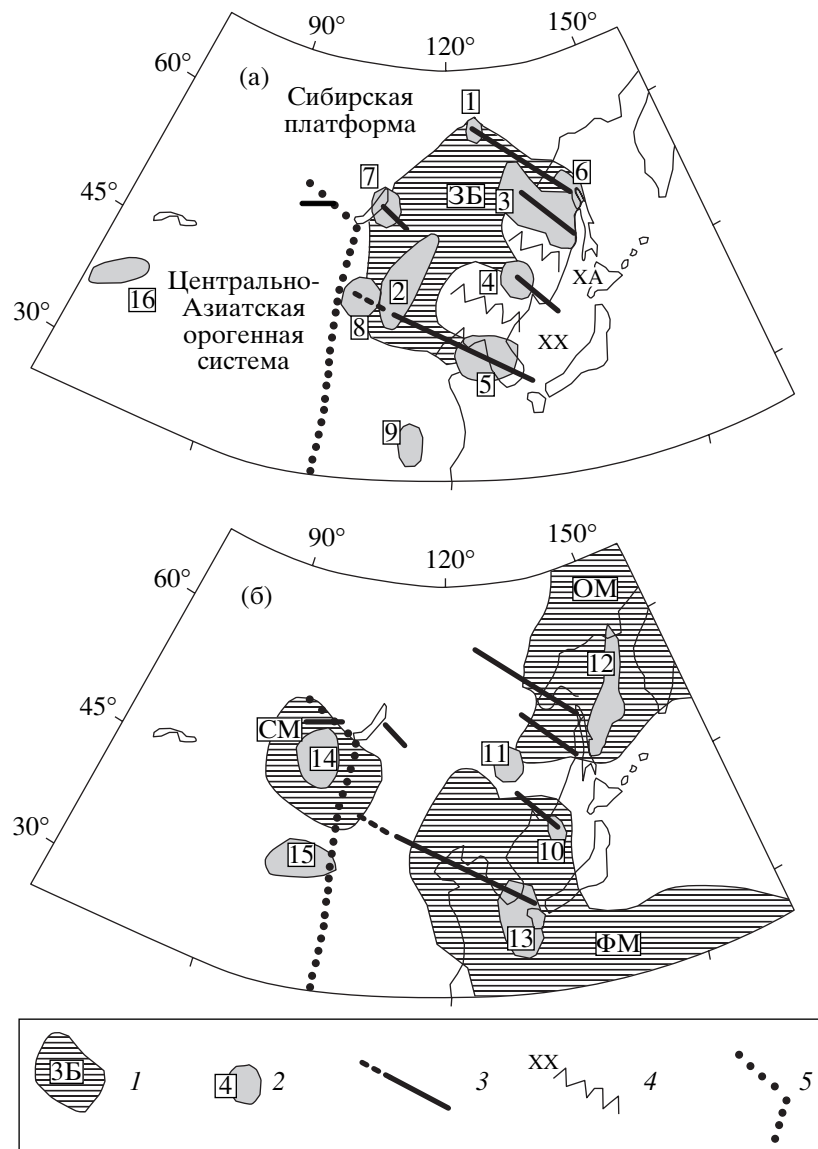


Рис. 1. Пространственные соотношения следов горячих пятен кайнозойского мигрирующего вулканизма с низкоскоростными аномалиями Центральной и Восточной Азии глубинных ярусов 200–350 км (а) и 50–200 км (б). 1 – низкоскоростные линзы: более глубинная (250–350 км) Забайкальская (ЗБ) и менее глубинные (150 км) Саяно-Монгольская (СМ), Филиппиноморская (ФМ), Охотоморская (ОМ); 2 – низкоскоростные локальные аномалии (цифры в прямоугольниках), образовавшиеся в Япономорской подвижной системе (она протягивается от южной части Корейского полуострова до северной оконечности о. Сахалин [6]): 36 млн. лет назад – Ленская (1, глубина 300–350 км) и Восточно-Монгольская (2, глубина 250 км); 21 млн. лет назад – Совгаванско-Удская (3, глубина 200–250 км), Амурская (4, глубина 200–250 км) и Северо-Корейская (5, глубина 200–250 км) и менее 4 млн. лет назад – Северо-Сахалинская (6, глубина 300 км), Южно-Приморская (10, глубина 100 км) и Южно-Корейская (13, глубина 200 км); другие аномалии с неопределенным возрастом – Северо-Байкальская (7, глубина 250 км), Южно-Монгольская (8, глубина 200 км), Южно-Китайская (9, глубина 300–350 км), Таримская (16, глубина 300–350 км), Зейская (11, глубина 100 км), Северо-Монгольская (14, глубина 150 км), Цайдамская (15, глубина 100 км), Сахалино-Магаданский аномальный выступ над Охотоморской линзой (12, глубина 100 км); 3 – линии северо-западной и западной миграции вулканизма, пространственно связанного с мантийными аномалиями (штриховой линией показан гипотетический след Южно-Монгольской аномалии, исходя из предположения о ее раннекайнозойском возрасте, объяснения в тексте); 4 – высокоскоростные перемычки между низкоскоростными аномалиями Япономорской подвижной системы и сопредельной восточной окраины Азии: ХА – Хоккайдо-Амурская, ХХ – Хонсю-Хинганская; 5 – восточная граница Центрально-Азиатской орогенной системы [6].

оценка скорости миграции вулканизма ниже оценок, приведенных для миграции вулканизма восточной окраины Азии.

След мигрирующего вулканизма Восточного Саяна [11] находится на северной периферии Саяно-Монгольской низкоскоростной линзы. Сред-

ная скорость его миграции в западном направлении $0.8 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ оценивалась по пространственному соотношению раннемиоценового Урикского и четвертичного Восточно-Тувинского вулканических полей. С учетом распространения четвертичных извержений западнее Восточно-Тувинского поля скорость миграции вулканизма могла быть несколько выше, но в любом случае не превышала $1.5 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$.

Происхождение аномалий. Развитие вулканизма позднего мезозоя и кайнозоя в Южной Монголии, Забайкалье и Восточном Китае свидетельствует о частичной унаследованности кайнозойской термальной истории верхней мантии от мезозойского этапа. Решение вопроса соотношений древних и новообразованных аномалий требует постановки специального изучения пространственно-временного развития мезозой-кайнозойского вулканизма. Здесь мы сосредоточимся на выяснении вероятных механизмов зарождения кайнозойских аномалий.

По пространственным соотношениям с мигрирующим вулканизмом они подобны плюмам. Однако аномалии не были производными границы ядро-мантия, а формировались непосредственно в верхней мантии под активной континентальной окраиной Восточной Азии, где субдукция Тихоокеанской и Филиппинской плит под континент сочеталась с крупномасштабными сдвиговыми смещениями в Япономорской подвижной системе по Сахалин-Хоккайдо-Япономорской и Цусимской сдвиговым зонам [6]. Зарождавшиеся плюмоподобные области частичного плавления обладали плавучестью и долгое время сохранялись под движущейся континентальной плитой (рис. 2).

Отличие конфигураций низкоскоростных аномалий ярусов 200–350 и 50–200 км отражает резкое относительное изменение их динамики с глубиной. Судя по миграции вулканизма, Центральная и Восточная Азия двигалась к юго-востоку со средней скоростью $3\text{--}4 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ относительно мантийных аномалий нижнего яруса. Близкие оценки скоростей движения стабильной части Евразийской плиты по данным GPS-геодезии ($3 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$) и мигрирующего вулканизма ($3\text{--}4 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$) свидетельствуют об относительной неподвижности аномалий в верхней мантии.

Исследования изотопов Nd, Sr и Pb в вулканических породах Байкальской и Япономорской подвижных систем выявили импульсный характер поступления базальтовых расплавов из подлитосферной мантии. Выделены два крупных цикла магматических импульсов: среднекайнозойский и позднекайнозойский. Усиление подпитки подлитосферным материалом имело место на рубежах магматических циклов: 37–35, 24–21 млн. лет назад и в последние 4 млн. лет [15]. Импульсный ха-

рактер глубинных процессов, очевидно, отразился в эпизодическом формировании плюмоподобных фрагментов.

Возраст локальных аномалий восточной окраины Азии зависит от их удаленности от Япономорской подвижной системы. Северо-Сахалинская и Южно-Приморская аномалии, расположенные в ее пределах, по-видимому, образовались в последние 4 млн. лет. Позднекайнозойские аномалии (Амурская, Совгаванско-Удская и Северо-Корейская) просуществовали под континентальной окраиной сравнительно недолго. Латеральное перераспределение их материала было незначительным, поэтому между ними сохранились высокоскоростные перемычки (Хоккайдо-Амурская и Хонсю-Хинганская). И наоборот, в связи с длительным существованием среднекайнозойских аномалий (Ленской и Восточно-Монгольской) произошел их частичный распад и взаимное слияние в сплошную Забайкальскую низкоскоростную линзу.

Для юго-восточного продвижения территории Западного Забайкалья над мантийной аномалией восточного края плиты со скоростью $4.0 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ требовалось не менее 60 млн. лет. Такая ранняя активность плюмоподобной аномалии должна была спровоцировать начало раскалывания восточного края континента уже в раннем кайнозое. Южно-Монгольская аномалия проявляла активность в эоцене под северной частью Циркум-Ордосской рифтовой системы, где вулканизм начался в эоцене, 36 млн. лет назад [6]. Пока неясно, образовалась ли аномалия непосредственно в эоцене под этой рифтовой системой или она возникла несколько раньше под восточным краем континента.

Направления миграции вулканизма, связанного с аномалиями верхнего яруса, варьировали, а скорости не превышали $1.5 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$. Миграция вулканизма этих областей отражала замедленное движение пограничного слоя между литосферой и нижним мантийным ярусом. Охотоморская и Филиппинская низкоскоростные линзы верхнего яруса относятся к зоне перехода континент-океан. Сахалино-Магаданский низкоскоростной выступ характеризует развитие магмообразующих процессов в тыловой части Курило-Камчатской островной дуги. Саяно-Монгольская низкоскоростная линза верхнего яруса находится в Центрально-Азиатской орогенной системе, сформировавшейся во фронте Индо-Азиатской коллизии. Коллизия способствовала развитию малоглубинных аномалий за счет декомпрессионного плавления литосферы.

Южное смещение аномалий менее глубинных уровней по отношению к более глубинным под восточным краем Евразийской плиты (см. рис. 1)

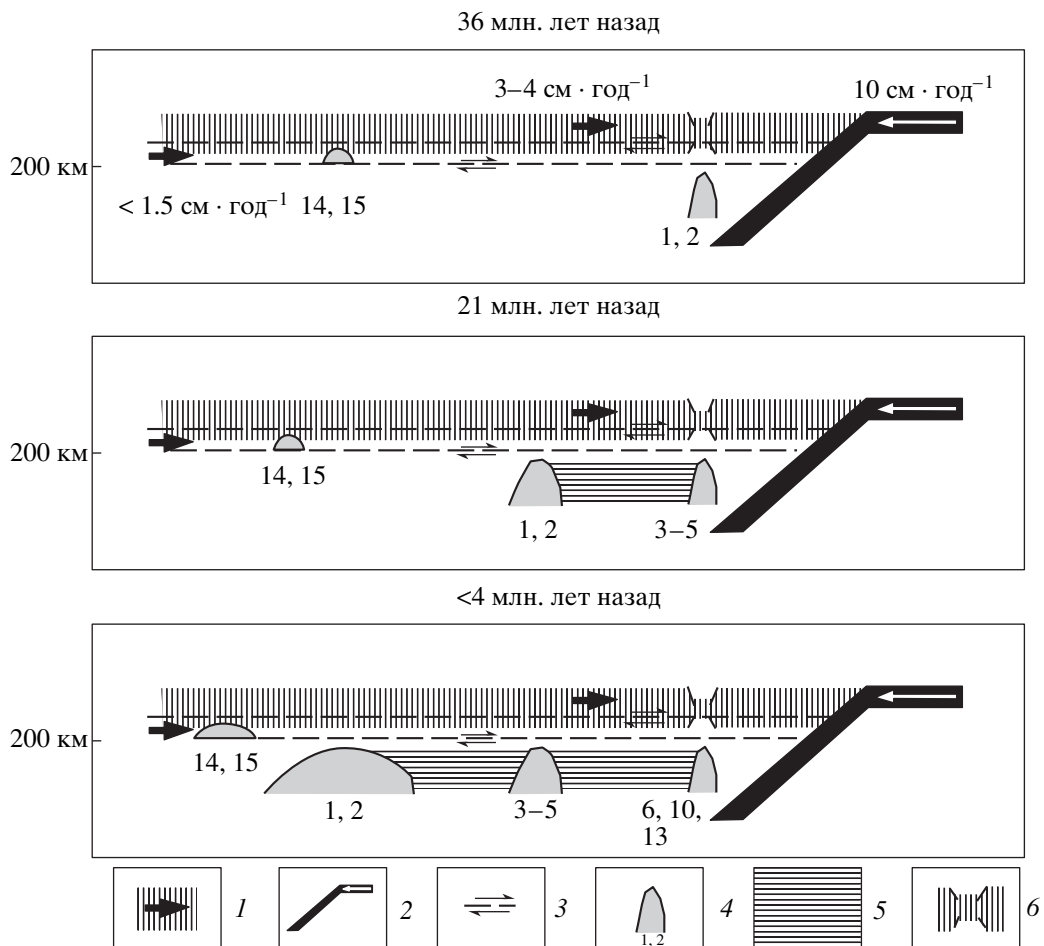


Рис. 2. Схема ярусной динамики верхней мантии восточной части Азии. 1 – Евразийская плита, скорости движения в юго-восточном направлении ее верхней и нижней частей; 2 – Тихоокеанская плита, скорость ее движения в северо-западном направлении; 3 – зоны смены скоростей смещения плиты; 4 – плюмоподобные мантийные аномалии (номера соответствуют номерам аномалий рис. 1); 5 – фрагменты низкоскоростной мантийной линзы, сформировавшиеся между импульсами возникновения локальных плюмоподобных аномалий нижнего яруса; 6 – сдвиго-раздвиговая зона Японской подвижной системы.

объясняется их приспособлением к палеосубдукционным зонам, погружающимся с юга на север.

З а к л ю ч е н и е. Локальные низкоскоростные аномалии формировались в мантийном ярусе 200–350 км в процессе рифтогенеза и спрединга в Японской подвижной системе. При юго-восточном движении Евразийской плиты активность аномалий выражена северо-западной миграцией вулканизма, направленной от восточного края Азии в ее внутреннюю часть со скоростью 3–4 см · год⁻¹. Плюмоподобная активность проявилась в последовательностях вулканических извержений, начинавшихся ~36, ~21 млн. лет назад и в последние 4 млн. лет. Судя по замедленной миграции вулканизма, пространственно связанного с аномалиями мантийного яруса 50–200 км, они имели промежуточную скорость смещения (до 1.5 см · год⁻¹ и менее), вовлекаясь в движение в пограничном слое между литосферой и мантий-

ным ярусом 200–350 км. Образование аномалий Центрально-Азиатского сегмента происходило независимо от процессов, развивавшихся под Восточно-Азиатским сегментом, и в значительной мере отражало внутриплитную динамику, обусловленную Индо-Азиатской коллизией.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 00–15–98574, 01–05–65005, 01–05–97245 и 00–05–64557) и проекта СО РАН № 27.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Molnar P., Tapponier P. // Science. 1975. V. 189. № 4201. P. 419–426.
2. Burke K., Wilson J.T. // Sci. Amer. 1976. V. 235. P. 46–57.
3. Зоненицайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
5. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
6. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
7. Reid D.L., Cooper A.F., Rex D.C., Harmer R.E. // Geol. Mag. 1990. V. 127. № 5. P. 427–433.
8. Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y.-S. // Geol. Soc. Spec. Publ. 1992. № 68. P. 99–124.
9. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B12. P. 30 055–30 078.
10. Lithgow-Bertelloni C., Richards M.A. // Rev. Geophys. 1998. V. 36. № 1. P. 27–78.
11. Рассказов С.В. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 67–75.
12. Rothacher M., Springer T.A., Schaer S. et al. Intern. GPS Service for geodynamics 1996 annual report. Pasadena: California Inst. Technol., 1996. P. 201–219.
13. Deng J., Zhao H., Luo Z. et al. Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Geodynamics Series. Wash. (D. C.): Amer. Geophys. Union, 1998. V. 27. P. 59–65.
14. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. Upper Mantle Structure Beneath the Continent of Asia from Tomographic Inversion of Rayleigh Wave Group Velocities. European Seismological Commission. XXVIII General Assembly. Book Abstrs. Genoa, 2002. P. 221.
15. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Хабаровск: Ин-т тектоники и геофизики ДВО РАН, 2001. С. 139–156.