

ГЕОДИНАМИКА И ГЕОТЕКТОНИКА

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИКА, ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ ДЕФОРМАЦИЙ В РАЗЛИЧНЫХ  
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Н.Л. Добрецов, И.Ю. Кулаков, О.П. Полянский\*

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*\* Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Приводится обзор и сопоставление режимов деформирования различных по масштабу геологических структур, таких как зоны субдукции, питающие системы вулканов и рифтовые впадины. Для этих обстановок рассматриваются связи между условиями упругопластической деформации, реологии, наличием порового флюида и температурой. Региональные процессы изучены для двух сегментов зон субдукции — Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской—Марианской. Для них оценивается баланс сил, исходя из конфигурации погружающегося слэба, полученной по результатам сейсмотомографии, и выделяются участки, где доминируют толкающие или тянущие силы. Вариации напряжений и деформаций в масштабах коры рассматриваются на примере развития магматических очагов под вулканами Ключевской группы. Результаты четырехмерной томографии показывают, что магматические очаги в коре могут быстро появляться и исчезать в соответствии с этапами активизации и релаксации вулканов. Это связывается с быстрыми изменениями поля деформации, которые приводят к быстрой миграции флюидов, что снижает или повышает температуру плавления пород в магматических резервуарах. На примерах Алтае-Саянской области и Кавказа обсуждаются условия формирования геологических структур в условиях сжатия. Процесс рифтообразования в условиях регионального растяжения показан для Вилуйского осадочного бассейна. Чтобы сформировать сверхглубокий бассейн, необязательно растягивать кору в 2 и более раз: растяжения на 20 % достаточно для образования впадин глубиной до 10—15 км в области «шейки» растяжения.

*Деформация, напряжение, субдукция, осадочные бассейны, геодинамика, томография.*

GEODYNAMICS AND STRESS-STRAIN PATTERNS IN DIFFERENT TECTONIC SETTINGS

N.L. Dobretsov, I.Yu. Koulakov, and O.P. Polyansky

Deformation patterns in subduction zones, feeder systems of volcanoes, and rifts are compared and investigated in terms of relations among elastoplastic strain, rheology, pore fluids, and temperature. Regional-scale subduction processes have been explored in segments of the Kuriles–Kamchatka, Izu–Bonin, and Mariana zones. Slab geometry constraints from the 3D velocity structure are used to model the balance of forces in the three subduction zones and to distinguish the regions of predominant push or pull. Stress and strain variations in suprasubduction crust are considered for the case of magma sources beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes. Time-lapse (4D) seismic tomography shows crustal magma reservoirs to appear and disappear rapidly as the volcanoes become active or dormant, respectively. This behavior is due to rapid strain changes, which cause fast flow of fluids and an ensuing decrease or increase in melting temperature in the magma reservoirs. In addition to subduction zones, stress-strain patterns are modeled for collisional (compressive) settings, with the example of the Altai–Sayan area and the Caucasus, and for the conditions of rifting (extension), in the case of the Vilyui basin. As the modeling shows, formation of a superdeep basin does not necessarily require the crust to stretch twice or more: only 20% stretching in the necking region is enough to produce a 10–15 km deep basin.

*Strain, stress, subduction, sedimentary basin, geodynamics, seismic tomography*

## ВВЕДЕНИЕ

В обзорно-аналитической статье мы попытаемся оценить необходимость и достаточность общих положений механики деформируемого твердого тела применительно к условиям крупномасштабных геологических деформаций, показать на конкретных примерах субдукционной, коллизионной, рифтовой обстановок существенные различия условий деформирования в этих случаях, а также некоторые локальные и глобальные следствия. Мы не рассматриваем океанические условия (в зоне спрединга и трансформных разломов), поскольку геолого-структурной информации для них явно недостаточно. Не анализируется и геодинамика, связанная с мантийными плюмами.

Во всех остальных обстановках, охватывающих континенты и их активные окраины, мы попытались использовать комплексный подход, сочетающий геолого-структурную информацию (деформационную решетку), глубинные геофизические методы (прежде всего, сейсмологическую и сейсмотомографию) и методы численного моделирования, опираясь на наши ранние совместные публикации [Добрецов и др., 2001; Полянский, Добрецов, 2001; Полянский и др., 2004, 2012б, 2013; Добрецов, Полянский, 2010; Кулаков и др., 2011; Koulakov et al., 2011; Jaxybulatov et al., 2013], а также на другие обобщающие работы последних лет [Bird, 1998; The Andes..., 2006; Superplumes..., 2007; Проблемы..., 2008].

## ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Геологическая среда в целом в ответ на различные воздействия может проявлять себя как упругое тело в быстрых процессах (например, сейсмические волны, землетрясения) или как вязкое тело по ходу длительных воздействий, таких как лунные притяжения (сутки, месяцы) или тектонические движения (миллионы лет). Упругое или вязкое состояние вещества определяется его механическими свойствами и скоростью деформации.

Напомним, что упругое состояние характеризуется по закону Гука линейной зависимостью касательного напряжения  $\tau$  от относительной деформации  $\varepsilon = \frac{\delta\xi}{\delta y}$ :

$$\tau = \mu\varepsilon = \mu \frac{\delta\xi}{\delta y}, \quad (1)$$

где  $\mu$  — модуль сдвига.

Вязкое состояние определяется тем, что касательное напряжение (или напряжение трения) зависит не от величины относительной деформации  $\varepsilon$ , а от скорости ее изменения  $\frac{\partial U}{\partial y}$  (закон Ньютона):

$$\tau = \eta \frac{\partial U}{\partial y}, \quad (2)$$

где  $U = \frac{d\varepsilon}{dt}$  — скорость деформации,  $\eta$  — коэффициент динамической вязкости.

В вязкоупругих средах (или средах Максвелла) скорость деформации зависит аддитивно от упругих и вязких свойств, т.е. от касательного напряжения и от скорости его изменения:

$$U = \frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{d\varepsilon_v}{dt} + \frac{d\varepsilon_{yn}}{dt} = \frac{\tau}{\eta} + \frac{1}{\mu} \frac{d\tau}{dt}, \quad (3)$$

где  $d\varepsilon_v$  и  $d\varepsilon_{yn}$  — вязкая и упругая компоненты деформации.

Если скорость деформации постоянна, т.е.  $\frac{d\varepsilon}{dt} = 0$ , то

$$\frac{d\tau}{\tau} = -\frac{\mu}{\eta} dt, \quad (4)$$

откуда

$$\tau = \tau_0 \exp\left(-\frac{\mu t}{\eta}\right). \quad (5)$$

Время  $t_0$ , за которое начальное напряжение изменится в  $e$  раз, называют временем вязкоупругой релаксации процесса

$$\frac{\mu t_0}{\eta} = 1 \text{ или } t_0 = \frac{\eta}{\mu}. \quad (6)$$

В дальнейшем мы вернемся к времени релаксации или характерному времени. Для упругопластического состояния используется также уравнение Друкера—Прагера:

$$F(S) = \alpha J_1 + \sqrt{J_2} - \frac{\sigma_y}{\sqrt{3}}. \quad (7)$$

Здесь  $J_1$  и  $J_2$  — первый и второй инварианты тензора напряжений  $S$ ,  $F(S)$  — функция текучести,  $\alpha$  (угол трения),  $\sigma_y$  (предел текучести) — константы материала, выражаемые через эллиптические параметры Кулона—Мора — угол внутреннего трения  $\phi$  и сцепления  $c$ , а именно:

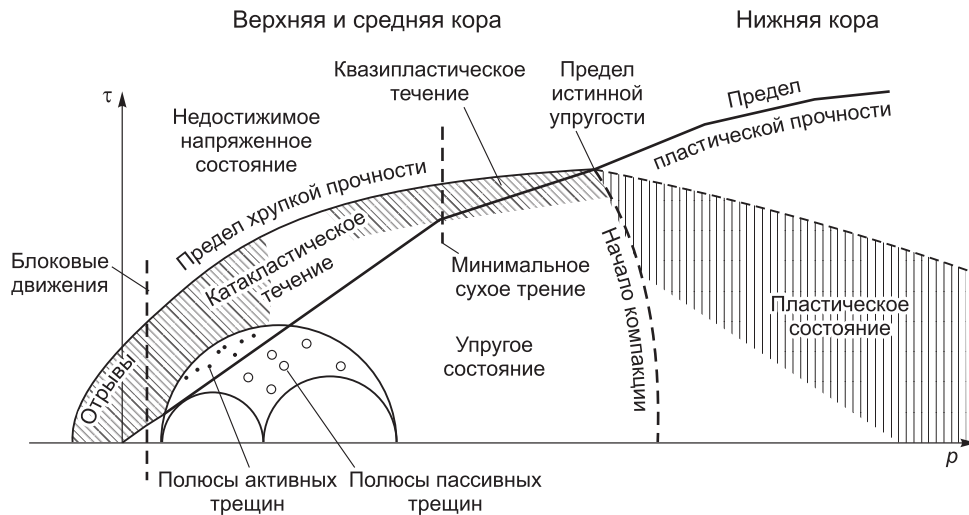
$$\left. \begin{aligned} c &= \frac{\sigma_y}{[3(1-12\alpha^2)]^{\frac{1}{2}}} \\ \sin \phi &= \frac{3\alpha}{(1-3\alpha^2)^{\frac{1}{2}}} \end{aligned} \right\}. \quad (8)$$

Использование приведенного уравнения и параметров  $c$  и  $\phi$  в конкретных примерах рассмотрено в работах [Стефанов, 2002; Коробейников и др., 2011; Полянский и др., 2013].

Зависимость максимальных напряжений трения  $\tau$  от литостатического давления  $p$  (глубины) в земной коре с одновременным изменением механизма деформаций (вида течений вещества при деформациях) показана на рис. 1. В верхней коре преобладает катакластическое течение, а минимальное сухое трение соответствует закону Гука. Для хрупкой деформации показаны круги Мора и полюса активных и пассивных трещин (выше и ниже линии закона Гука). В средней коре наблюдается переход к квазипластическому течению и достигаются максимальные значения предела хрупкой прочности. В нижней коре преобладает пластическое состояние, и вязкопластическое течение происходит при значениях  $\tau$ , значительно ниже предела пластической прочности.

Одна из возможных диаграмм [Проблемы..., 2008] (см. рис. 1) характеризует условия деформации в земной коре, но ее вид и пределы параметров сильно зависят от ряда дополнительных факторов.

Рост температуры понижает пределы прочности, а начало квазипластического и пластического течения смещается в область меньших давлений (глубин). При высоких температурах (в зонах вулканизма и метаморфизма) преобладают пластические деформации, а упругое состояние и катакластическое течение сохраняются только в приповерхностных условиях.



**Рис. 1. Обобщенная диаграмма условий деформирования в земной коре, по [Проблемы..., 2008] с изменениями.**

Заштрихованы наиболее вероятные условия деформирования в верхней, средней и нижней коре.

Рост давления флюида (деформации во флюидонасыщенных породах) оказывает более сложное воздействие, поскольку сильно снижает вязкость и внутреннее трение пород, что мы обсудим ниже дополнительно.

Уменьшение скорости деформации (медленные движения со скоростью порядка  $10^{-17}$  с<sup>-1</sup>) существенно меняет вид диаграммы, и появляются дополнительные механизмы деформации (криповые течения и др.).

Коэффициент динамической вязкости  $\eta$  (или кинематической вязкости  $\nu = \frac{\eta}{\rho}$  с учетом плотности  $\rho$ ) характеризует вязкие и вязкоупругие среды (см. уравнения (2) и (3)).

Экспериментальные измерения вязкости горных пород в разных *PT*-условиях показывают закономерное изменение вязкости в литосфере с глубиной и в то же время существенные вариации вязкости в каждом слое литосферы в зависимости от состава пород, насыщенности флюидом и скорости деформации ( $\epsilon = 10^{-14}$  и  $10^{-17}$  с<sup>-1</sup>) [Strehlau, Meissner, 1987; Добрецов и др., 2001].

В первом приближении литосферу при средней вязкости  $10^{22}$  Па·с можно разделить по составу и вязкости на четыре слоя.

1. Осадочный слой невыдержанной мощности (0—25 км) при средней мощности 5 км. При преобладающем глинисто-терригенном составе осадков вязкость влажных осадков меньше среднего и падает с глубиной от  $10^{22}$  до  $10^{20}$  Па·с. В сухих осадках вязкость равна или превышает среднюю, падая с глубиной от  $10^{23}$  до  $7 \cdot 10^{21}$  Па·с.

2. Гранитный слой (в среднем от 5 до 20 км) характеризуется максимальным разбросом по вязкости. В породах слоя, варьирующих по составу от кварцевого диорита до гранита, вязкость определяется смесью кварца и полевых шпатов и достигает минимальных значений во флюидонасыщенных породах при медленной деформации ( $10^{-17}$  с<sup>-1</sup>), понижаясь с глубиной от  $10^{23}$  до  $5 \cdot 10^{18}$  Па·с. В сухих породах при быстрой деформации ( $10^{-14}$  с<sup>-1</sup>) вязкость гранитного слоя резко возрастает и варьирует от  $10^{26}$  на глубине около 5 км до  $7 \cdot 10^{23}$  Па·с на глубине 20 км. Таким образом, в этом слое вязкость может отличаться на 6.5 порядка (от  $5 \cdot 10^{19}$  до  $10^{26}$  Па·с). Наличие минимума вязкости на глубине 15—20 км ( $10^{21}$ — $5 \cdot 10^{19}$  Па·с) определяется тем, что при среднем и выше среднего градиенте температур *T* здесь достигает 550—650 °С, что во влажных породах близко к линии плавления гранита. Необходимо учитывать, что в масштабах времен, соответствующих быстрым процессам, верхняя кора ведет себя как хрупкоупругое тело. Именно с этим связано наличие сейсмогенерирующего слоя на глубинах до 15—20 км.

3. Нижняя кора на глубине 30—40 км (в среднем) имеет гранулитобазитовый состав, близкий к диориту, и вязкость при температурах 450—800 °С определяется смесью плагиоклаз + пироксен ( $\pm$  роговая обманка). Нижний предел вязкости соответствует флюидонасыщенной системе, быстрым деформациям и варьирует от  $10^{22}$  до  $5 \cdot 10^{20}$  Па·с (т. е. меньше, чем в гранитном слое). Верхний предел соответствует сухим породам, медленным деформациям и варьирует от  $10^{26}$  до  $5 \cdot 10^{24}$  Па·с (т. е. также меньше, чем в гранитном слое).

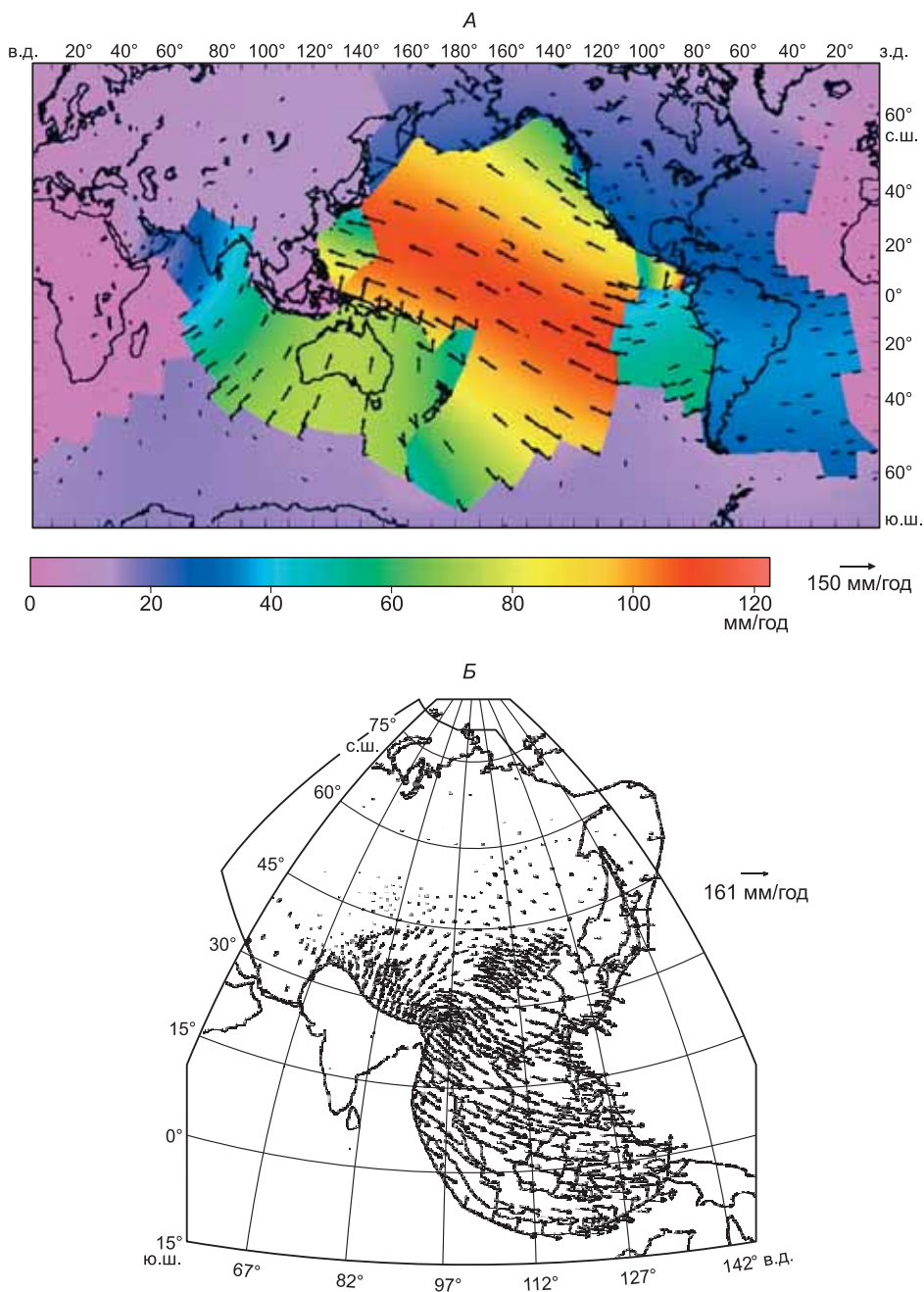
4. Литосферная мантия (от 40 до 80 (200) км в среднем) сложена в разной степени серпентинизированными перидотитами. Ее вязкость определяется оливином (в сухих породах) или серпентином (в сильносерпентинизированных зонах) и колеблется в заметных пределах (от  $10^{25}$  до  $10^{21}$  Па·с) только в верхних 40-50 км в зависимости от степени серпентинизации. В остальной части варьирует мало (от  $10^{23}$  до  $10^{21}$  Па·с), в среднем соответствуя  $10^{22}$  Па·с, как и литосфера в целом.

Деформации в земной коре протекают длительное время, в несколько стадий и в различных условиях, но в конечном итоге создают структурный рисунок, который можно определить как деформационная решетка. Характерные примеры решеток будут приведены ниже. Деформационная решетка в верхней коре (0—15 км) определяется системой взаимосвязанных трещин, в средней и нижней коре (15—30 км) — структурами пластического течения, такими как гнейсовые (гранитогнейсовые) купола и межкупольные ленточные структуры.

В работах [Cloos, 1955; Михайлова, Ребецкий, 2008] экспериментально воспроизведены трещинные структуры при разных механизмах нагружения в виде раздвига, однородного простого сдвига, чистого сдвига и т.д. При самых разных видах деформаций биссектриса острого угла сколовых трещин соответствует направлению сжатия. Этот признак (биссектриса острого угла как направление сжатия) широко применялся в первых вариантах мировой карты напряжений WSM [Zobak, Zobak, 1989]. В ней было использовано примерно 80 групп данных (в каждой около 55 замеров), всего около 4500 измерений, распределенных на поверхности Земли очень неравномерно. В частности, территория России была практически пустая. Зато хорошо были показаны линии движения, перпендикулярные зонам растяжения (СОХ и зоны рифтов) и зонам сжатия (субдукционным и коллизионным).

Примеры численного моделирования для построения глобального поля напряжений и движения плит [Bird, 1998], а также рассчитанные скорости движения в системе неподвижной Африканской плиты показаны на рис. 2. Максимальные скорости движения (8—12 см/год), полученные для Тихоокеанской плиты, соответствуют наблюдаемым значениям [Добрецов и др., 2001]. На рис. 2, *Б* скорости полу-

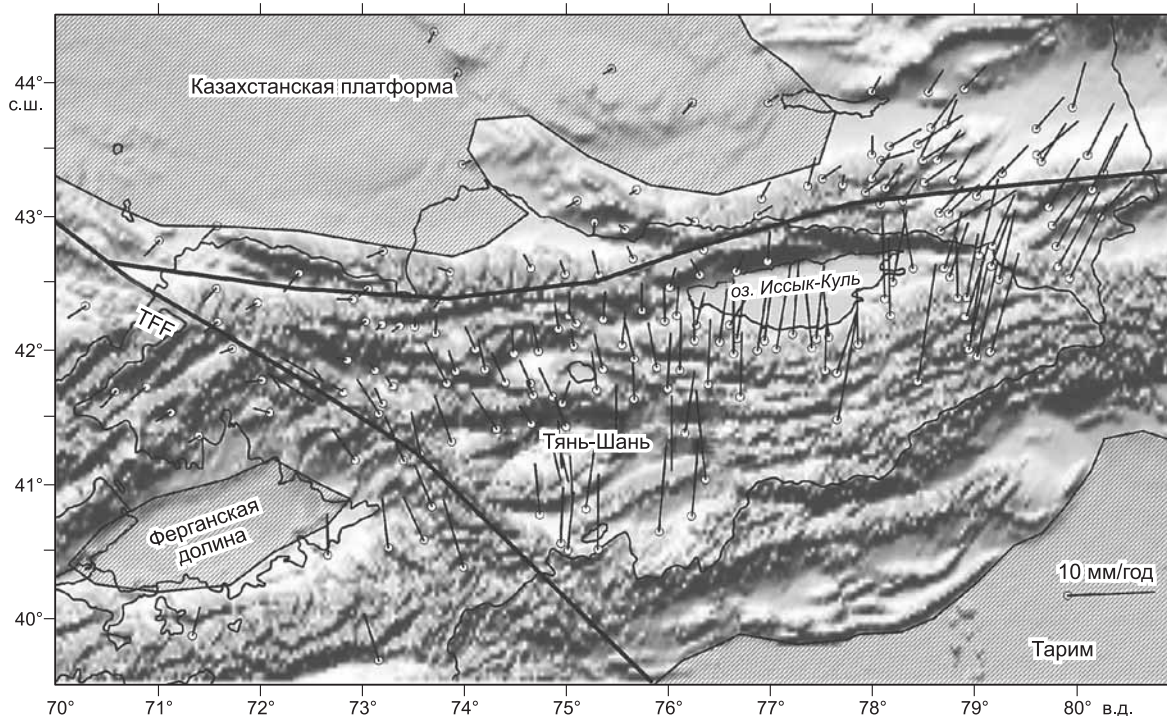




**Рис. 2.** Проекция мгновенных скоростей движения плит относительно неподвижной Африканской плиты по глобальной сферической модели [Bird, 1998] (А); модельные скорости относительно референтной точки на Русской платформе в Восточной Европе по сферической модели [Kong, Bird, 1996] при граничных условиях, отвечающих субдукции Тихоокеанской плиты и вдавливанию Индийской с заданными скоростями перемещений (Б).

А — скорости разрыва на границах плит, вариации скорости внутри плит вызваны их вращением на сфере, а не внутренними деформациями.

чены относительно референтной точки, расположенной на Русской платформе в Восточной Европе. В этом случае максимальные скорости рассчитываются для Юго-Восточной Азии, которая (см. рис. 2, А) неподвижна. Подобный произвол может быть уменьшен при учете баланса равенства массы, образующейся в зонах спрединга, массе, погружающейся в зонах субдукции литосферы, что соответствует условию постоянства радиуса и постоянству скорости вращения Земли.



**Рис. 3. Скорости движения земной коры Тянь-Шаня по данным GPS [Баталев и др., 2011].**

TFF — Таласо-Ферганский разлом.

Сейчас все больше утверждается мнение, что природу локальных событий и движений (в частности, землетрясений) можно понять только с учетом и глобального поля напряжений, и локальных особенностей в пространстве и времени [Гольдин, Кучай, 2007]. Поэтому расчеты мгновенного поля скоростей в постановке задачи плоских напряжений (см. рис. 2), несомненно, полезны. Однако в них не хватает баланса сил и движущихся масс. Не ясно даже, равна ли масса новой океанической коры, которая рождается в зонах СОХ, массе той же коры, исчезающей в зонах субдукции. Поскольку длина современных зон субдукции на поверхности земного шара примерно вдвое меньше длины СОХ, то можно ожидать, что средняя скорость субдукции вдвое больше средней скорости спрединга. Но подобные оценки и балансовые расчеты еще не сделаны.

Другим инструментом, все более используемым для оценки глобальных движений, особенно на континентах и в зонах субдукции, является метод GPS (системы геопозиционирования со спутников). Один из примеров массовых измерений методом GPS для оценки скорости движений в горных системах показан на рис. 3 [Зубович и др., 2001; Баталева и др., 2008]. Здесь использовано около 200 измерений в горной системе Киргизского Тянь-Шаня между Таримским блоком и стабильной Казахстанской платформой [Баталев и др., 2011]. Таримский блок пододвигается под Тянь-Шань вследствие давления со стороны Тибета и Каракорума [Dobretsov et al., 1996]. В результате максимальные скорости горизонтальных движений наблюдаются в Южном Тянь-Шане. Они постепенно уменьшаются до нуля вблизи контакта с жесткой Казахстанской платформой (жирная линия), где остаются только вертикальные движения, к северо-западу от Иссык-Куля и к западу от Таласо-Ферганского разлома (см. рис. 3) они сменяются движениями к с.-з. и ю.-з. перпендикулярно направлению сжатия. Характерно, что эти движения, обусловленные наличием высокопластичного и высокопроводящего слоя на глубине 20—30 км, не чувствуют разломов в верхней коре, а реагируют только на упор Казахстанской платформы, где вязкий слой исчезает перед фронтом жесткого упора и где возникает также Иссык-Кульский бассейн пул-апарт [Buslov et al., 2007].

Аналогичный способ определения скорости современных движений, основанный на измерениях со спутников (GPS), использован в Малоазиатском секторе Средиземноморского пояса [Хаин, Ломизе, 2005], в Алтае-Саянском регионе [Саньков и др., 2003; Тимофеев и др., 2005], в Забайкальском и Дальневосточном регионах [Тимофеев и др., 2012]. Во всех изученных случаях движение плит (блоков) ускоренное и не чувствует поперечных разломов, если плиты (блоки) подстилаются маловязким и разогретым гранитным слоем. Наличие такого слоя использовано при моделировании динамики Виллойского рифта.



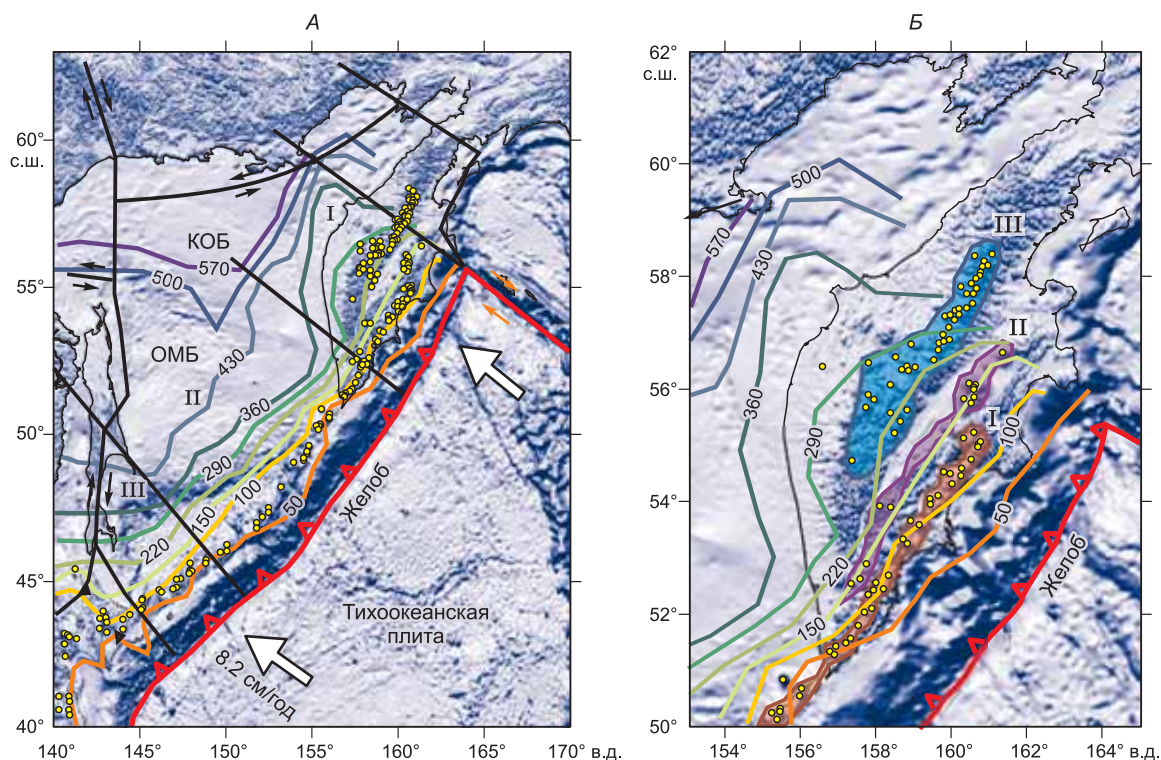
## ГЕОДИНАМИКА И ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Проблемы деформации в зонах субдукции мы обсудим на примере Курило-Камчатской (включая о. Хоккайдо) и Идзу-Бонинской, Марианской островных дуг. Они являются важнейшими сегментами единой системы субдукции (протяженностью более 9 тыс. км) крупнейшей (размером около  $10 \times 7$  тыс. км) Тихоокеанской плиты, движущейся от Восточно-Тихоокеанического поднятия со скоростью 6—10 см/год. Кроме названных дуг в эту систему входят также Алеутская и Японская островные дуги.

Строение Курило-Камчатской зоны субдукции и изолинии глубины верхней границы погружающейся Тихоокеанской плиты, по данным сейсмотомографии [Кулаков и др., 2011], показаны на рис. 4, А, а также глубоководный желоб (начало погружения плиты) и важнейшие поперечные сдвиги, выделяющие на поверхности Камчатско-Охотский и Охотоморский блоки. На глубине им соответствуют три сегмента плиты: Камчатский (I), погружающийся с утолщением плиты (в виде капли) и разворотом ее на север; Хоккайдо-Южнокурильский (III) с пологим погружением в переходном слое между глубинами 410 и 670 км (далее — слой С); промежуточный Северо-Курильский (II) сегмент треугольной формы, судя по изолиниям поверхности погружающегося слэба (см. рис. 4, А).

Увеличенный фрагмент для Камчатки, где выделены три вулканических пояса, показан на рис. 4, Б: I — Восточный, II — Ключевской, где сосредоточены действующие вулканы (40 и 15 вулканов соответственно) и III — тыловой пояс Срединного хребта (45 вулканов, в основном потухших). Усложненная структура северного окончания камчатских поясов связана с тем, что здесь расположена стыковая зона с Алеутским поясом, западная часть которого (Командорский желоб) представляет чистый сдвиг без вулканизма (см. рис. 4, А).

На рис. 5 представлены результаты региональной томографической инверсии для Курило-Камчатского региона из работы [Кулаков и др., 2011], в которой помимо основных результатов приведены многочисленные тесты, показывающие степень достоверности полученных структур. Сейсмотомографические разрезы (см. рис. 5) Камчатского (A1B1) и Хоккайдо-Южнокурильского (A2B2) сегментов пока-



**Рис. 4.** Строение зоны субдукции под Курило-Камчатской дугой (А) и Камчатским полуостровом (Б).

Желтые точки — современные вулканы; разноцветные линии — изолинии глубины (км) верхней границы слэба, по данным томографии [Кулаков и др., 2011]. ОМБ — Охотоморский блок, КОБ — Камчатско-Охотский блок. Белыми стрелками показано направление движения Тихоокеанской плиты. А — I—III — описание см. в тексте; Б — I—III — фронт вулканизма: I — Восточный вулканический пояс, II — Ключевской пояс; III — тыловой пояс Срединного хребта.

зывают их существенное различие. Плита в Камчатском секторе погружается более круто и после некоторого утонения на глубинах 300—400 км превращается в слое С в каплевидное тело толщиной 200—250 км и шириной 400—500 км, погружающееся в мантию до глубины 800 км. Утолщение в 2 раза может означать уменьшение скорости погружения в 2 раза, но сокращение горизонтального сечения тоже в 2 раза может сохранить скорость погружения постоянной. В разрезе А2В2 Хоккайдо-Южнокурильского сегмента погружение более пологое с самого начала и превращается в горизонтальное (плоское) движение в слое С на глубинах 430—700 км на расстоянии 1000 км (по горизонтали) от желоба. Утолщение происходит постепенно до 150—200 км и 200—250 км с уменьшением скорости до 4 и 3 см/год.

Это различие (см. рис. 5, В) интерпретируется как преобладание тянущих усилий с отрывом капли в сечении 1 и толкающего усилия в сечении 2. Изменение толкающего усилия со стороны Тихоокеанской плиты определяется изменением конфигурации желоба и всей плиты, а также возможными другими причинами (вариациями скорости конвективных течений, вязкого трения на границе астеносферы и литосферы и другими причинами, о которых пока мы судить не можем). Но пологое и далекое движение в слое С (до 1500 км в сечении 2) возникает там, где угол между направлениями Курильской и Идзу-Бонинской дуг составляет около 80°, а ослабление толкающего усилия в Камчатском секторе связано с тормозящим эффектом Алеутского сегмента (сдвиг и вдвое более медленная субдукция). Кроме того, увеличение тянущего усилия в Камчатской капле, вероятно, связано с ее утяжелением, обусловленным тем, что здесь наблюдаются три параллельные зоны вулканизма и удалено в 1.5—2 раза больше расплавов, чем в других частях погружающейся Тихоокеанской плиты.

Из рис. 5, В следует, что Камчатская капля прошла свой путь около 1200 км за 15 млн лет при постоянной скорости 80 км/млн лет (или за 23 млн лет при замедлении капли). Хоккайдо-Южнокурильская плита погружалась в течение 45 млн лет (т.е. вдвое дольше, чем Камчатская) и прошла расстояние около 1500 км. За это время ее скорость уменьшилась от 80 до 30 км/млн лет. Это означает, что либо скорости в Камчатской части более медленные, либо она действительно более молодая и сформировалась за последние 15—20 млн лет вместе с реорганизацией восточной части Алеутско-Командорской дуги и подводной дуги Ширшова (подробнее история развития Камчатки и Алеутской дуги в позднем кайнозое опубликована в работах [Соловьев, 2008; Шапиро, Соловьев, 2009]).

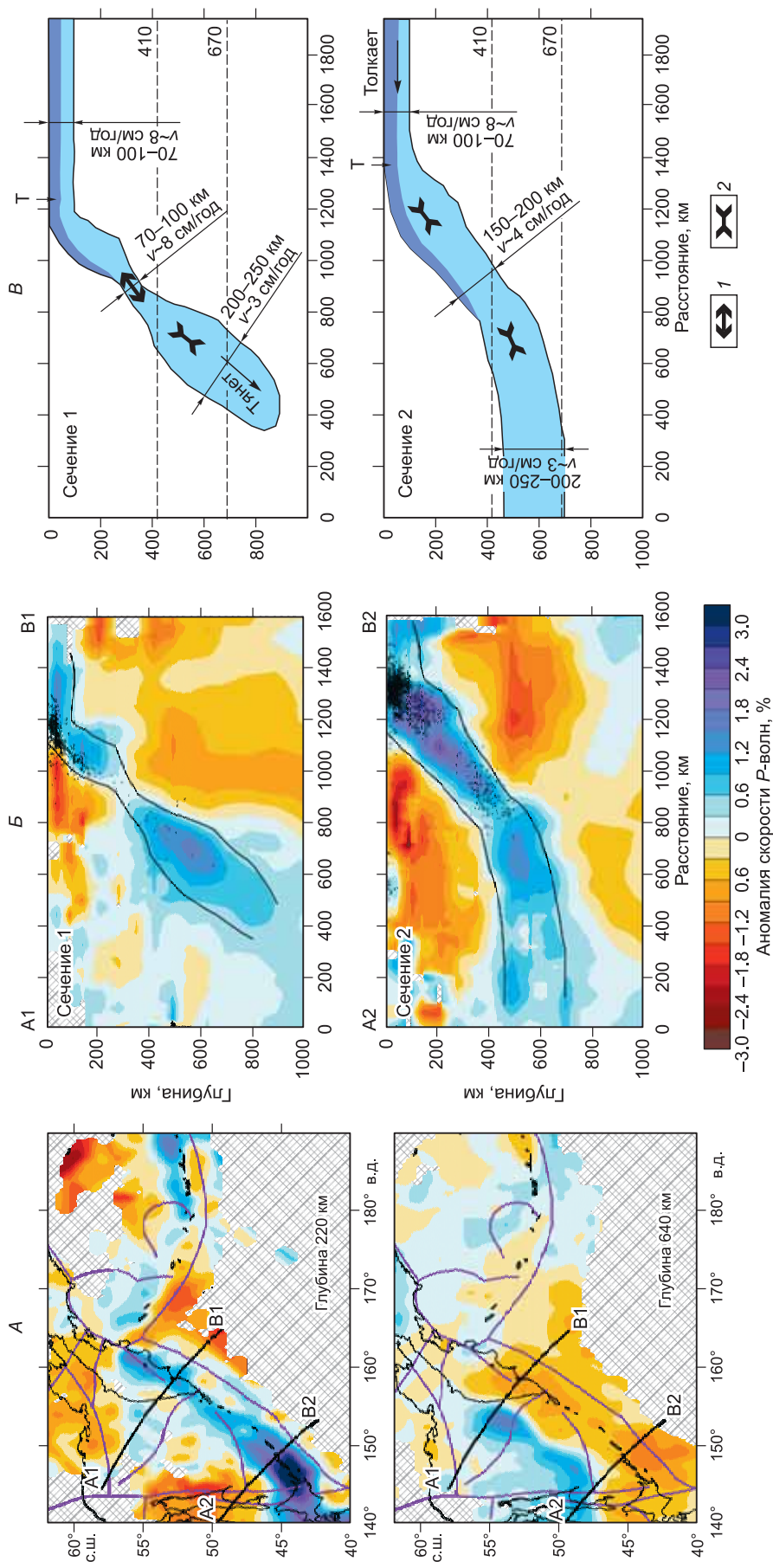
Очевидно, что разные режимы погружения плиты определяют и условия деформирования плиты вблизи поверхности. В Камчатском секторе возникает чередование эпох растяжения и сжатия, что выражается в системе впадин между вулканическими поясами, и чередование кальдерных структур с продольными и поперечными рифтогенными структурами (см., например, структуру Восточного вулканического пояса в книге [Действующие вулканы..., 1991]). К сожалению, плотность сейсмических сетей на Камчатке и Курилах не позволяет производить локализацию сейсмичности с точностью, которая позволила бы выделить тонкие структуры, связанные с деформационными решетками. Поэтому для иллюстрации процесса деформации в зоне субдукции мы приводим пример данных из работы [Nakajima et al., 2009], которые получены с использованием сотен сейсмических станций в Японии. На основании этих результатов можно видеть, что в Хоккайдо-Южнокурильском секторе возникает закономерная деформационная решетка сжатия, отраженная на рис. 6. В самой погружающейся плите видна система сейсмогенных срывов как параллельных поверхностей плиты, так и поперечных, и косых разломов. В этой решетке разломов биссектриса косых углов ориентирована в направлении сжатия по падению плиты.

Срывы, параллельные поверхности плиты, лучше видны на рис. 6, А. Они выражаются, прежде всего, на границах сейсмогенной зоны мощностью 35—40 км, но проявлены и внутри этого интервала. Землетрясения на нижней границе этого интервала фиксируются неравномерно и на большинстве разрезов (см. рис. 6, А) очерчивают один (до 100 км длиной) или два (по 40—50 км длиной) ромбовидных (в разрезе) контура. Они видны и на горизонтальной проекции (см. рис. 6, Б) и позволяют выделить элементарный параллелепипед деформации с максимальным размером 100 км. В поперечных разрезах (см. рис. 6, А) и на AA' (см. рис. 6, Б) видна треугольной формы зона деформации в литосферной плите, примыкающей к погружающейся плите, с шириной клина от 50 до 100 км. По удалению от нее сейсмогенные разломы более редкие и преобладают косые срывы под углом 45—60° к поверхности и к направлению сжатия (см. рис. 6, Б).

Еще более сложная система деформации устанавливается в Идзу-Бонинской и Марианской зонах субдукции общей длиной 3700 км (рис. 7). Здесь выделяются три сектора — Идзу, примыкающий к Японской дуге; Бонинский (500—1300 км); Марианский (1300—3100 км) [Jaxybulatov et al., 2013].

В секторе Идзу, как и в Хоккайдо-Курильском, фиксируются срывы, параллельные поверхности плиты, и косые, видные по точкам землетрясений на горизонтальной (см. рис. 7, А) и вертикальной (см. рис. 7, Б) проекциях. Выделяется пятно глубокофокусных землетрясений (на глубине 300—420 км).

В Бонинском секторе горизонтальные (см. рис. 7, Б) сейсмогенные срывы видны только в верхней (до 50—60 км) зоне. Наиболее полно проявлена правильная система косых срывов, а глубокофокусное



**Рис. 5. Результаты региональной томографической инверсии для Курило-Камчатской области и их интерпретация.**

*A, B* — показаны аномалии скорости  $P$ -волн на горизонтальных (*A*) и вертикальных (*B*) сечениях; *B* — представлено схематическое изображение слэба на двух вертикальных сечениях, проходящих через Южные (сечение 2) и Северные (сечение 1) Курилы. *A, B* — точками показаны проекции гипотензоров землетрясений на профили; *B* — даны примерные оценки толщины слэба и его скорости в указанном сечении. Стрелка с буквой Т обозначает положение желоба. Темным показана более прочная часть слэба [Кулаков и др., 2011]. / — растяжение, 2 — сжатие.



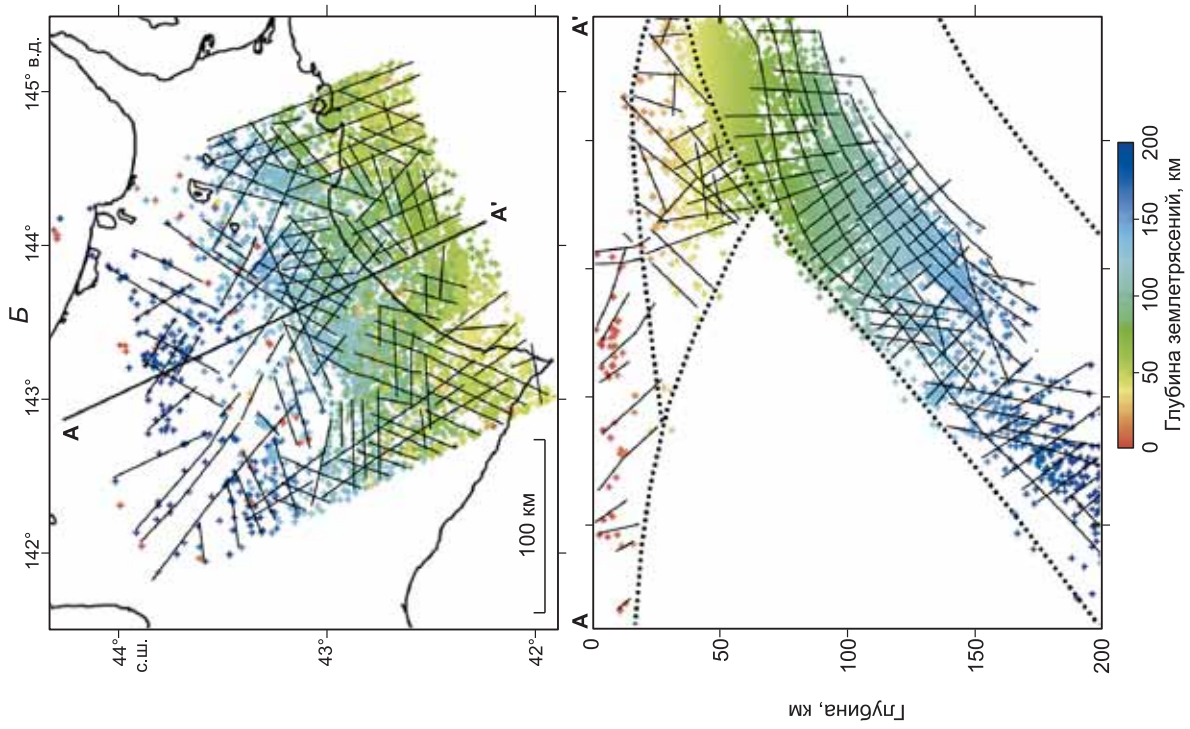
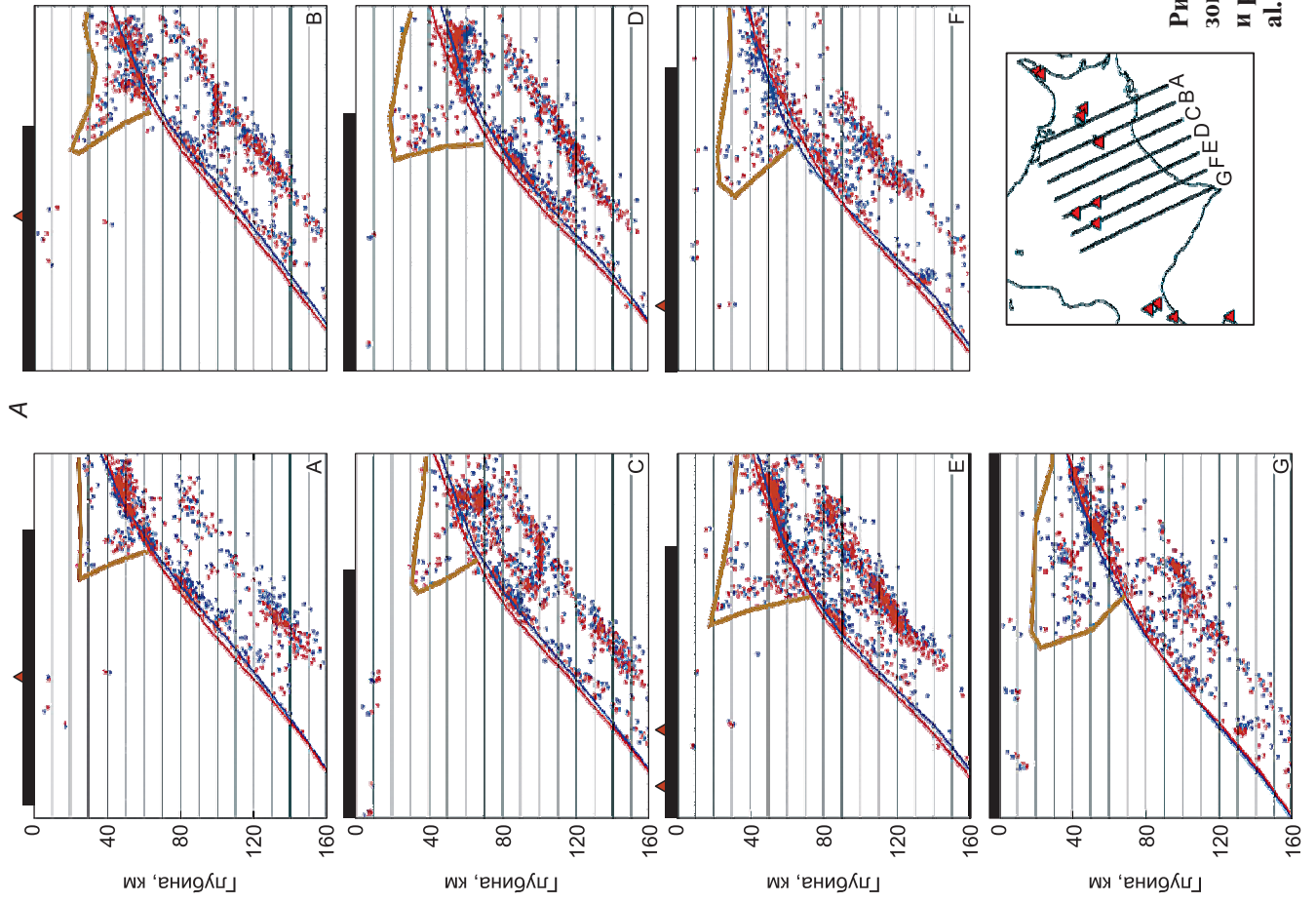
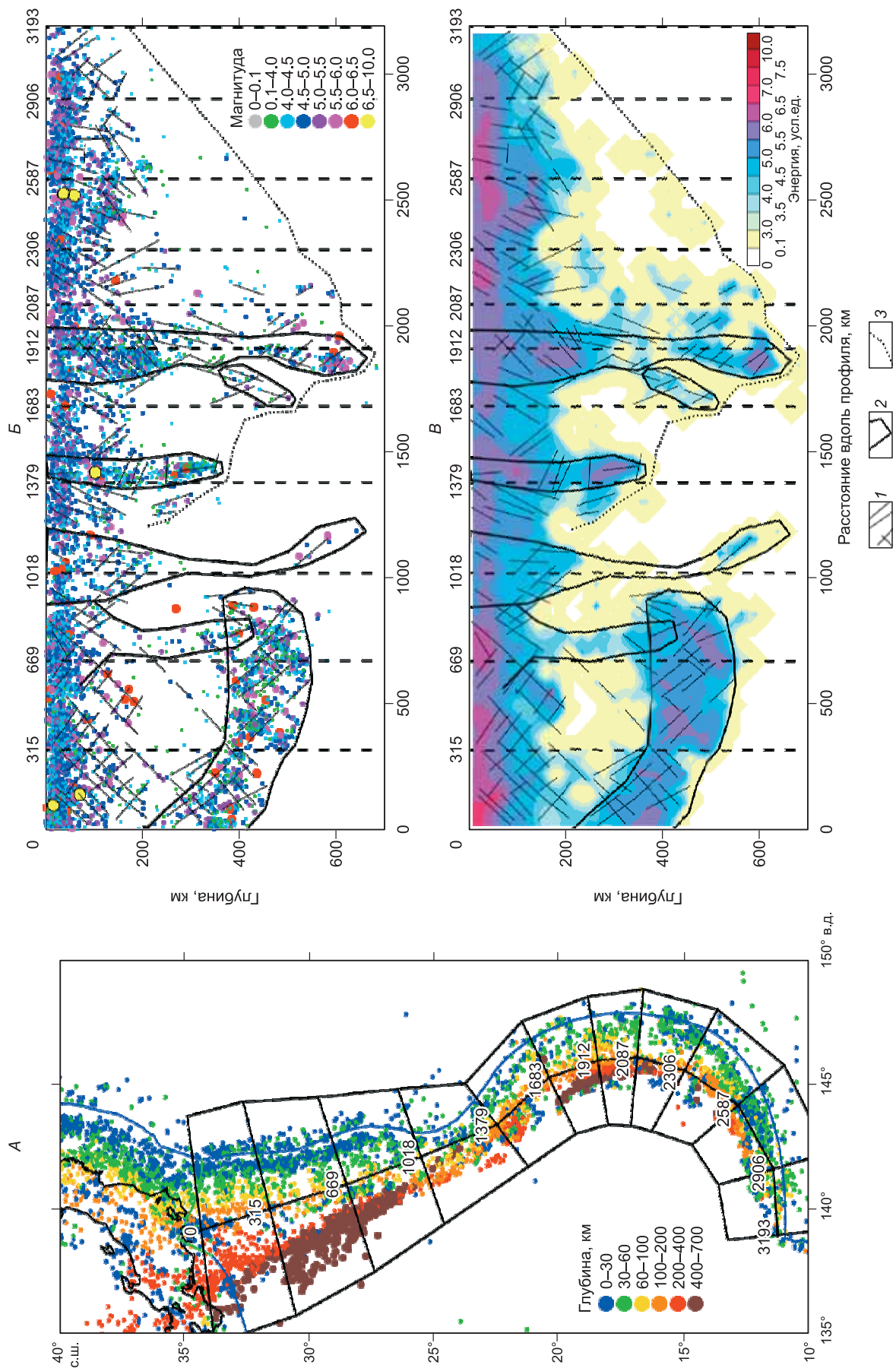


Рис. 6. Распределение гипоцентров землетрясений на профилях через зону субдукции под Хоккайдо (A) и деформационная решетка в плане и разрезе AA' (B), по данным распределения сейсмичности [Nakajima et al., 2009] с добавлениями.





**Рис. 7.** Распределение гипоцентров землетрясений в Идзу-Бонинской и Марианской дугах в плане (**А**), вертикальная проекция вдоль дуги (**Б**), магнитуды, конвертированные в энергию (**Б'**) [Jaxubulatov et al., 2013].

1 — деформационная решетка, построенная по распределению сейсмичности; 2 — выделены наиболее важные кластеры землетрясений; 3 — оглащающая распределения сейсмичности в слое.

пятно (также с преобладанием косых срывов) расположено глубже, в слое С на глубине 400—550 км (см. рис. 7, В).

В Марианском секторе в слэбе ковшеобразной формы преобладают субгоризонтальные и субвертикальные срывы, отчетливо видные на вертикальной проекции (см. рис. 7, В), а сам слэб погружается вертикально и изогнут в плане в виде дуги (ковша). Само наличие субвертикальных срывов на глубинах более 200 км (сравним с разрезами на рис. 6) — явление парадоксальное и противоречит гипотезе, что глубокофокусные землетрясения связаны с фазовыми переходами [Superplumes..., 2007].

На рис. 8 представлены результаты региональной томографической инверсии для Идзу-Бонинской и Марианской зон субдукции из работы [Jaxybulatov et al., 2013]. Приведенные тесты показывают высокую разрешающую способность модели вдоль всей дуги. На базе рассмотрения результатов томографии и данных по перемещениям желоба в работе предлагается сценарий эволюции зон субдукции в указанном регионе. На реконструкциях эволюции формы слэба во времени (см. рис. 8) хорошо видно изменение механизма деформирования в каждом секторе [Jaxybulatov et al., 2013]. В секторе Идзу (разрез А1А2, см. рис. 8) с течением времени происходит выполаживание погружающейся плиты и отодвигание желоба в сторону океана по сравнению с предполагаемой исходной прямой линией желоба. В Бонинском секторе (разрез В1В2, см. рис. 8) желоб стоит на месте, а падение плиты становится со временем более крутым с формированием каплеобразного утолщения, проникающего в нижнюю мантию до глубины 800 км. Принципиально разрез В1В2 сходен с камчатским сечением 1, а разрез А1А2 — с Южно-Курильским сечением 2 (см. рис. 5).

В промежуточной зоне к Мариинской дуге (разрез С1С2, см. рис. 8) падение плиты становится более крутым без формирования капли, в результате желоб смещается в сторону от океана с разрывом слэба. В типичном разрезе через Мариинский сектор субдукции (разрез D1D2, см. рис. 8) слэб сначала формирует каплю, проникающую в нижнюю мантию подобно сечению В1В2, а затем после отрыва слэба от остальной части Тихоокеанской плиты свободно падает вертикально до границы с нижней мантией (слегка в нее проникая) и затем отодвигается еще дальше в океан с формированием нового погружающегося слэба. Таким образом, отодвигание желоба и дуги в океан и ее искривление в форме ковша — явления взаимосвязанные.

Предположено [Jaxybulatov et al., 2013], что отрыв слэба связан с воздействием мантийного плюма, сформировавшего плато Огасавара, находящегося на уровне сечения С1С2 (см. рис. 8). След несохранившейся части этого плюма виден на всех горизонтальных сечениях вплоть до глубины 975 км (см. рис. 8) в виде поперечной нагретой полосы, отсекающей Марианскую часть слэба.

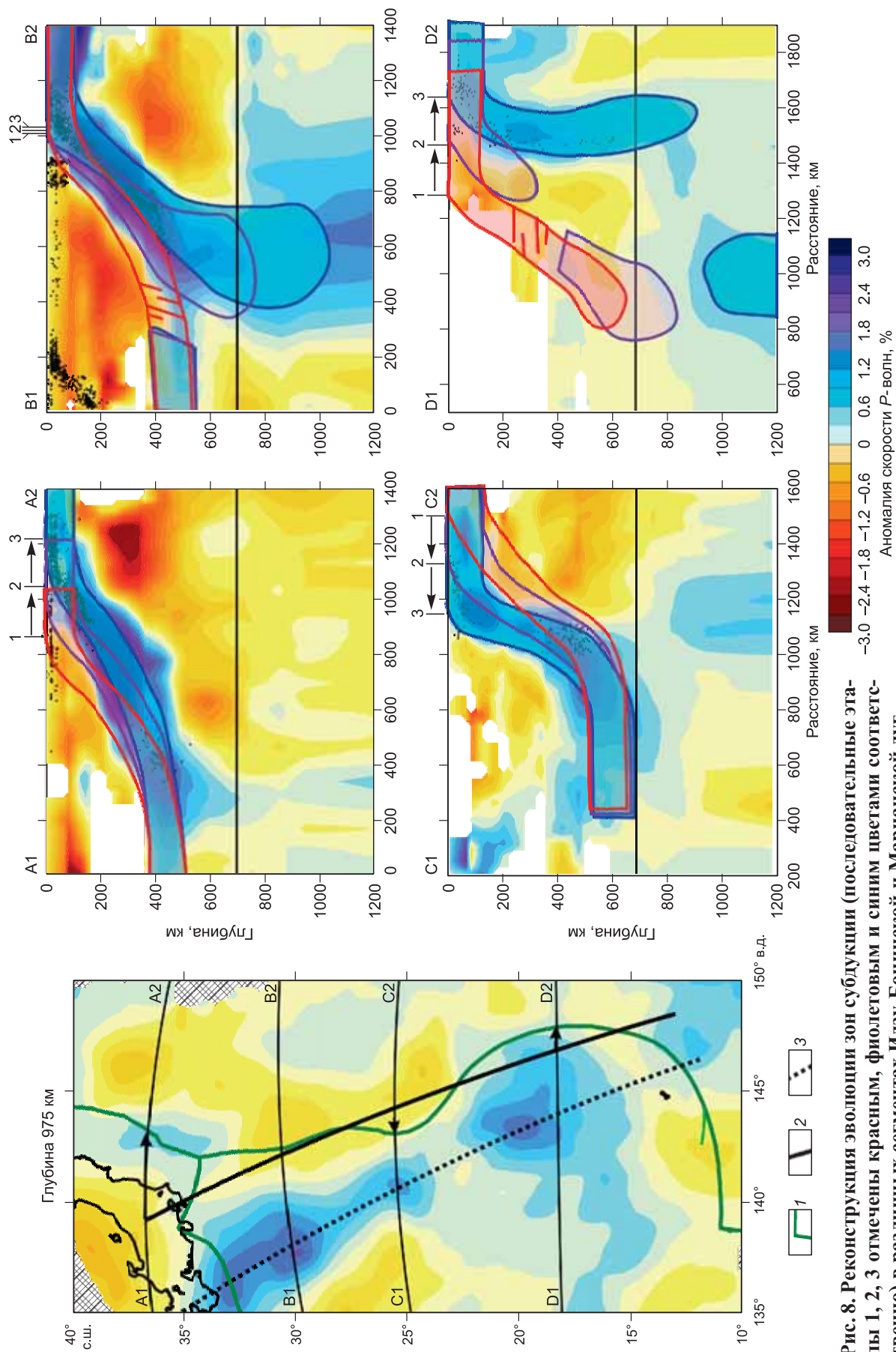
В заключение кратко остановимся на деформациях коровой части островных дуг над зонами субдукции, формировании вулканических поясов и миграции магматических камер. Важную прямую информацию об этих процессах дает детальная сейсмотомография, позволившая получить годовые вариации отношения  $v_p/v_s$  под Ключевской группой вулканов (рис. 9, 10). Для этой группы накоплен большой объем данных непрерывных сейсмологических наблюдений более чем за 10 лет, который удалось обработать с помощью алгоритма локальной томографии LOTOS [Koulakov, 2009]. Кроме получения статической структуры под группой [Koulakov et al., 2011] удалось расчленить данные по временным интервалам и построить 4D сейсмическую модель коры и верхов мантии под Ключевской группой [Koulakov et al., 2012]. Все модели в указанных публикациях сопровождаются многочисленными тестами, которые позволяют оценить степень достоверности представляемых результатов в различных частях области и в различные моменты времени. В частности, синтетическое моделирование с реалистичной конфигурацией сейсмических структур и реальной системой наблюдения показало надежность восстановления распределения отношения  $v_p/v_s$ , при том, что заданная погрешность для синтетических S-данных в два раза превышала ошибку в P-данных.

На рис. 9 показано распределение соотношения  $v_p/v_s$  по профилю вкрест Ключевского и Безымянного вулканов в 2003—2004 гг. (непосредственно перед крупными синхронными извержениями обоих вулканов в 2005 г.). Видно, что наиболее крупный магматический очаг формируется в нижней части коры на глубине 35—25 км над мантийным каналом, идущим в период максимального извержения от зоны плавления верхней части слэба с глубины около 150 км (см. рис. 4, В). Выделяется промежуточный очаг на глубине 10—15 км и камера под влк. Ключевской на глубине 0—3 км.

Изменение структуры питания под вулканами перед извержениями, во время извержений вулканов Безымянный и Ключевской в 2005 г. и релаксация после извержений схематически показаны на рис. 10. В стадию перед извержениями мантийный канал вызывает напряжения в низах коры, что приводит к образованию трещинных зон, по которым устремляются вверх флюиды, и разрастанию промежуточных камер.

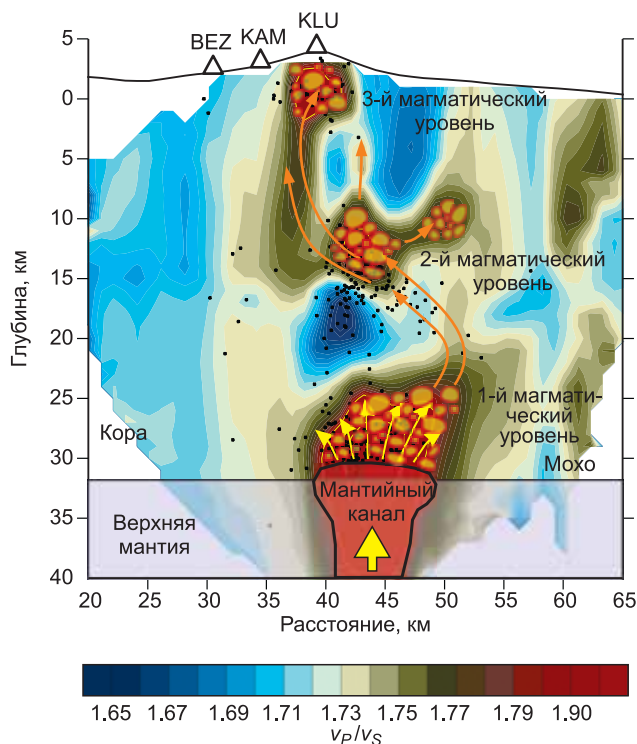
Лавинообразный процесс (см. рис. 10, В) обусловлен усилением и возможным разрастанием мантийной струи и приводит к извержению влк. Ключевской. Одновременно открывается прямой канал под влк. Безымянный (без промежуточных камер), что приводит к его интенсивному извержению в то





**Рис. 8.** Реконструкция эволюции зон субдукции (последовательные этапы 1, 2, 3 отмечены красным, фиолетовым и синим цветами соответственно) в различных сегментах Идзу-Бонинской и Марианской дуг.

Фон — аномалии скоростей  $P$ -волн по результатам региональной томографической модели из работы [Jaxubulatov et al., 2013]. 1 — границы плит; 2 — возможное положение желоба на этапе 1; 3 — положение слэба в нижней мантии.



**Рис. 9.** Распределение соотношения  $v_p/v_s$  по профилю вкост Ключевского и Безымянного вулканов по данным за 2003 г. [Koulakov et al., 2011].

Точками показаны проекции землетрясений на профиль. Поверх схематически нанесены возможные положения магматических очагов в местах повышенного соотношения  $v_p/v_s$ . Вулканы: BEZ — Безымянный, KAM — Камень, KLU — Ключевской. Стрелками показаны возможные пути миграции флюидов и расплавов между очагами.

же время. После извержения (см. рис. 10, В) происходит релаксация напряжений, закрытие трещин и исчезновение промежуточных камер. Таким образом, промежуточные камеры могут быть эфемерными и возникать только непосредственно перед большими извержениями, а нижний магматический уровень вблизи границы Мохо существует длительное время, судя по истории извержений, в течение сотен или первых миллионов лет. Мантийные струи, состоящие из флюидов и расплавов и поднимающиеся из погружающейся плиты в зонах субдукции, обоснованы в модели субдукционного плавления [Добрецов и др., 2001;

Добрецов, 2010] и подтверждены независимыми томографическими построениями [Tamura et al., 2002].

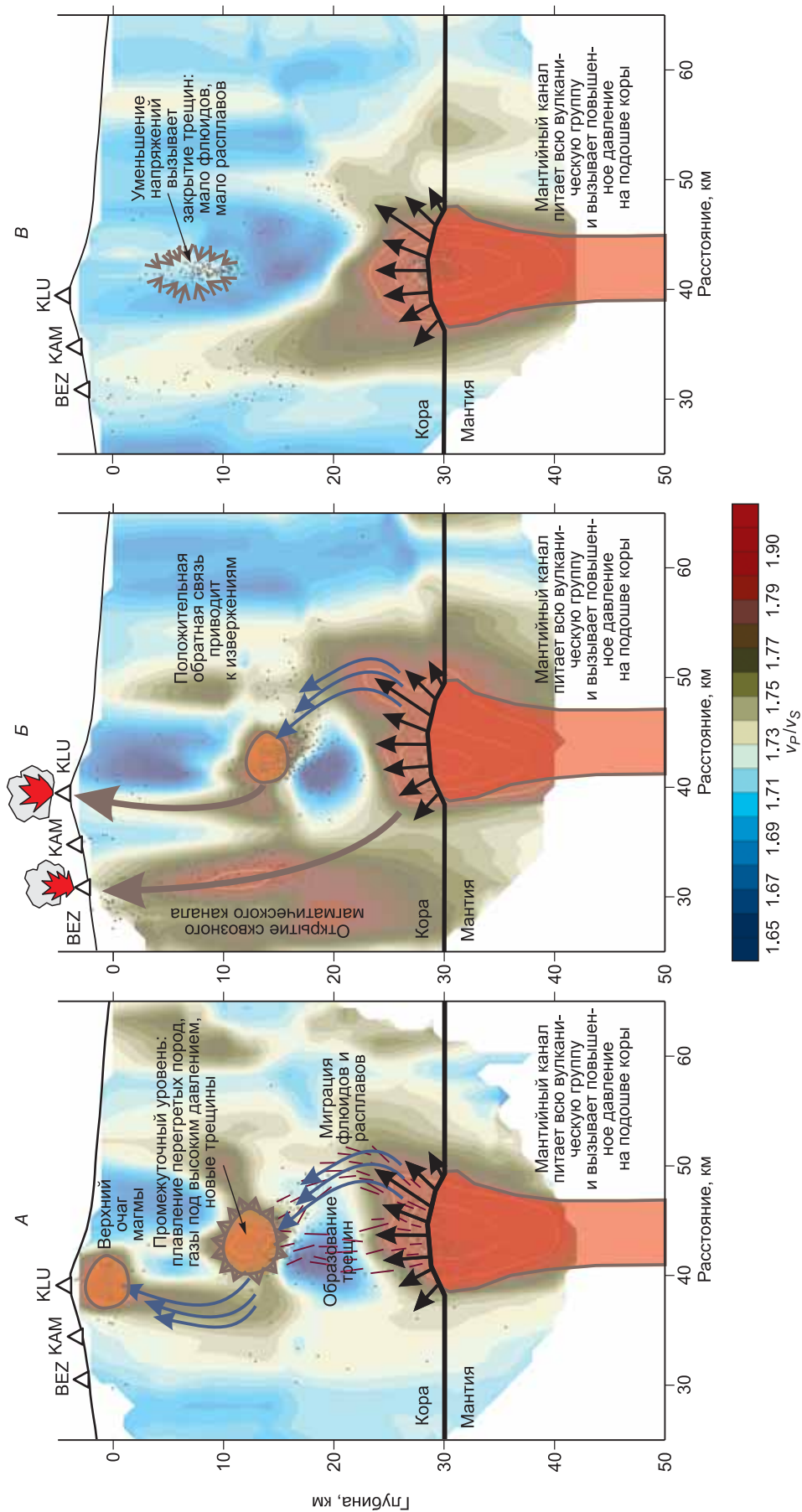
История четвертичных извержений в Ключевском и Восточном вулканических поясах позволяет выделить эпохи активизации в течение последних 140 и 750—850 тыс. лет [Федотов, Масуренков, 1991; Новейший..., 2005]. В эти эпохи за 240 тыс. лет было выброшено 85 % объема изверженного материала преимущественно кислого и андезитового составов, а за 600 тыс. лет между ними — только 15 % объема и почти исключительно андезибазальтового состава. Последняя эпоха активизации началась с образования гигантских кальдер диаметром около 100 км (вулканы Карымский, Узон-Семячинский, Авачинский и др.) и формирования обширных ареалов игнимбритовых пород. Подробнее взаимосвязь режима извержений и состава возникающих вулканитов в островных дугах на примере преимущественно Камчатки рассмотрена в отдельных работах [Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2012].

### ДЕФОРМАЦИЯ В ЗОНАХ КОЛЛИЗИИ (СКЛАДЧАТОСТИ)

Любая субдукция сопровождается аккреционно-коллизийными процессами, зафиксированными в формировании аккреционного клина, и локальными коллизиями (столкновениями с симаунтами и микроконтинентами). Крупномасштабные коллизийные процессы при продолжающейся субдукции возникают на активных окраинах континентов и описаны на примере Южно-Американских Анд [The Andes..., 2008]. В этой монографии подробно проанализированы стадии коллизийного процесса, неоднородный и неодновременный рост гор поперек Анд. С учетом численного моделирования [Sobolev et al., 2006] выявлено значение «смазки» за счет осадков, поступивших в желоб и зону субдукции, или их отсутствия, а также других факторов (предполагаемой деляминации нижней коры при ее утолщении и эклогитизации, вариаций магматизма, столкновений с подводным хребтом).

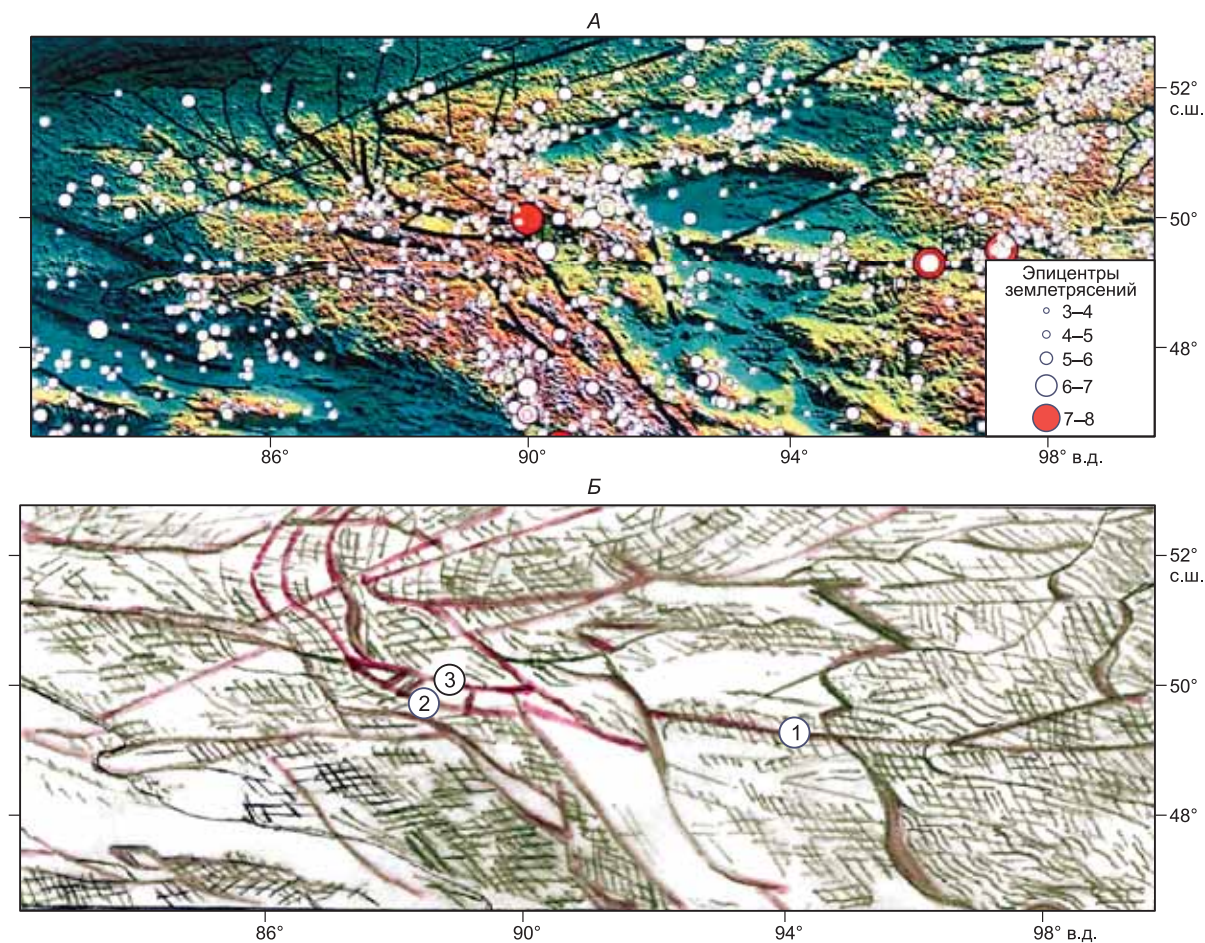
Стадии крупномасштабной коллизии при столкновении крупных континентальных масс описаны во многих работах на примере Гималаев и Альп. Гималаи возникли при столкновении Индо-Австралийской плиты с азиатским континентом в несколько стадий. На первой стадии Индия около 55 млн л.н. столкнулась с Кохианской островной дугой, после чего субдукция здесь завершилась. После этапа косой коллизии (скольжения Индии вдоль края азиатского континента), Индия около 35 млн л.н. стала продвигаться под Тибет с его поднятием [Aitchison et al., 2007]. Давление со стороны большого и высокого Тибетского блока вызвало цепную реакцию по «принципу домино» [Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2007]: давление на Таримский блок привело к его погружению, пододвиганию под Южный Тянь-Шань и позднекайнозойскую деформацию Тянь-Шаня (см. рис. 3). Поднятие Тянь-Шаня и его пододвигание под Иссык-Кульский и Джунгарский бассейны вызвало позднее поднятие Северного Тянь-Шаня и Алтая [Buslov et al., 2007]. Во всех этих случаях кайнозойская деформация наложилась на предшест-





**Рис. 10. Стадии цикла активизации вулканов Ключевской группы на базе 4D томографии [Koullakov et al., 2012].**

Показаны соотношения  $v_P/v_S$  на вертикальном сечении через вулканы Безымянный и Ключевской в 2003 (A), 2005 (B) и 2006 (B) годах. A — стадия перед извержением; B — стадия активизации вулканов Безымянный и Ключевской; B — фаза релаксации.



**Рис. 11. Распределение эпицентров землетрясений (А) [Проблемы..., 2008] и деформационная решетка (Б) в земной коре Алтае-Саянской складчатой области.**

1—3 — см. в тексте.

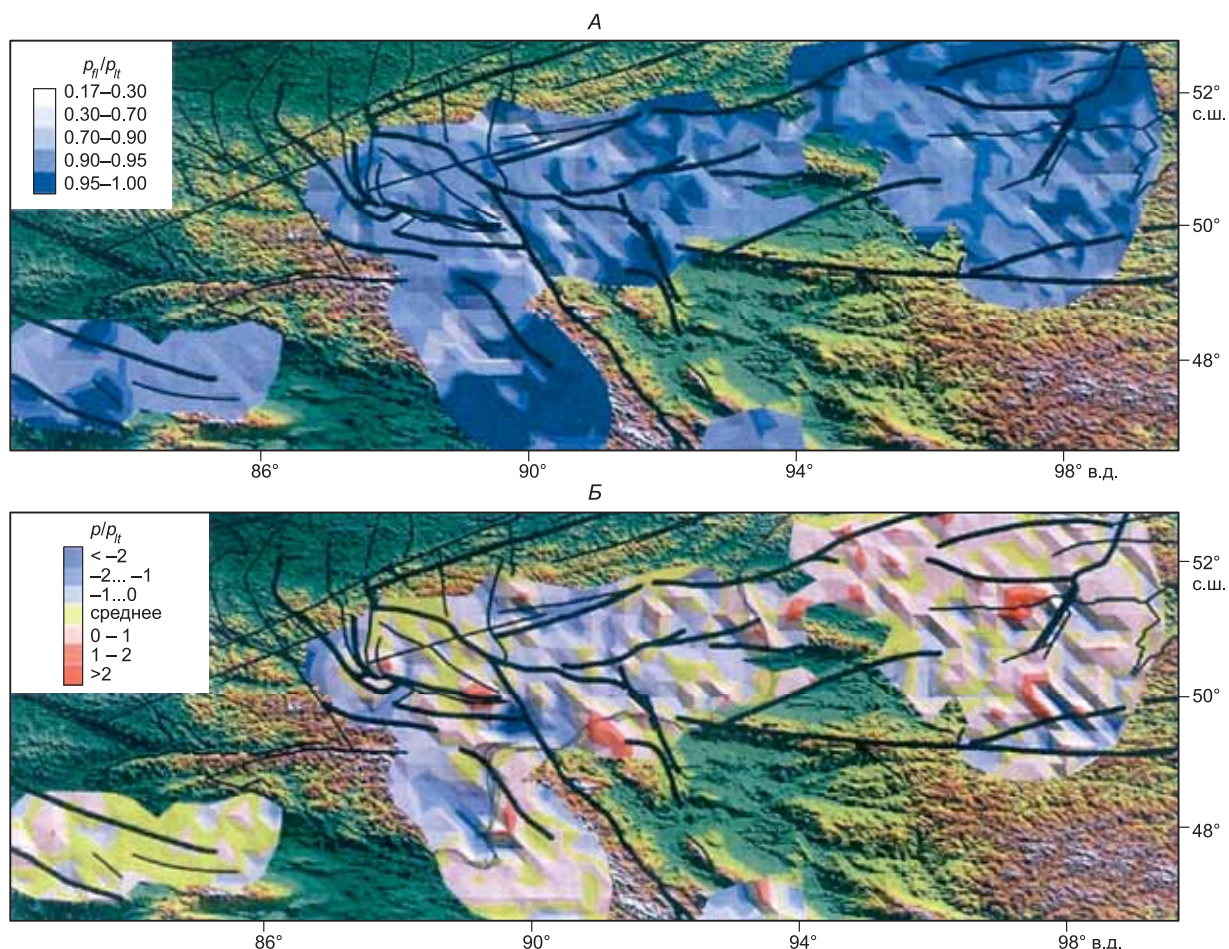
вующую структуру, созданную во время позднепалеозойской и мезозойской орогении. Рассмотрим это подробнее на примере Алтае-Саянской области (рис. 11—13).

На рис. 11 воспроизведена структура и сейсмичность Алтае-Саянской области, а также отражено соотношение рельефа (от Зайсанской впадины на юго-западе, Убсу-Нурской котловины в центре до Восточного Саяна на северо-востоке) и сейсмичности [Проблемы..., 2008] (см. рис. 11, А). Показана деформационная решетка, построенная Н.Л. Добрецовым на основании рис. 11, А и космических снимков (см. рис. 11, Б). Осевой структурой можно считать Болнайский сдвиг (1) и его продолжение — Южно-Чуйский (2) и Сарасино-Курайский (3) разломы. К северу от этой линии преобладают разломы северо-восточной ориентировки, к югу от нее — разломы северо-западные. К этой Болнайско-Чуйской линии приурочены самые крупные землетрясения, включая Чуйское (Алтайское) землетрясение 2003 г. (см. рис. 11, А). Многие сейсмические разломы разделяют горные поднятия и впадины, но значительная часть сейсмичности сосредоточена внутри горных поднятий [Гольдин, Кучай, 2007; Проблемы..., 2008].

Кроме решетки разломов (см. рис. 11, Б) выделены также криволинейные надвиговые структуры, затушеванные и деформированные более поздними сдвигами, а также решетка более мелких смещений и осей складок, видная отчетливо на разномасштабных космических снимках. Наряду с решеткой, по-видимому, сдвиговой природы видны более ранние структуры субпараллельного течения, приуроченные к зонам надвигов и участкам повышенного метаморфизма, более отчетливые и масштабные в восточной части региона.

Оценки скорости сдвиговых смещений вдоль большинства крупных разломов в восточной части района (Монгольский Алтай и Саяны), выполненные по данным GPS геодезии [Саньков и др., 2003;





**Рис. 12.** Распределение в земной коре на глубине 15 км отношения флюидного (А) и тектонического (Б) давления к литостатическому давлению горных пород, рассчитываемому с учетом топографии поверхности [Проблемы..., 2008].

Тимофеев и др., 2005], дают значения 1—4 мм/год. Сравнение амплитуд смещений (4—8 м) в очагах сильных землетрясений с полученными скоростями GPS смещений дают времена повторяемости сильных землетрясений 15—4 тыс. лет. Оценка современных смещений и поля палеонапряжений, зафиксированных в деформационной решетке, могут существенно различаться.

Независимо от деформационной решетки, на основе анализа механизмов землетрясений и анализа сейсмичности Ю.Л. Ребецкий с соавторами [Проблемы..., 2008] построили карту доменов, частично воспроизведенную на рис. 12. Карта доменов (см. рис. 12) построена с помощью метода катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [Ребецкий, 2007], который опирается на данные о механизмах землетрясений с использованием результатов экспериментов по разрушению образцов пород [Ставрогин, Протосеня, 1992].

Плотность распределения эпицентров очагов землетрясений и их магнитуды позволили реконструировать напряжения в доменах с характерным размером 50—100 км, что совпадает с размером доменов в зонах субдукции (см. выше). Обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки  $0.25 \times 0.25^\circ$ , расположенной на глубине 15 км. Удалось выделить 640 квазиднородных доменов при числе землетрясений в домене не менее 6.

На рис. 12, А представлено отношение флюидного давления к литостатическому, а на рис. 12, Б — распределение отношения тектонического давления к литостатическому, рассчитанные в узлах вышеуказанной сетки с учетом топографии поверхности. Эти карты получены на четвертом этапе реконструкции напряжений [Проблемы..., 2008]. Диапазон изменения отношений  $p_f/p_l = 0.17—1.00$ , причем максимальные значения (0.95—1.00) достигаются в отдельных очагах преимущественно на периферии сейсмогенной области. При среднем значении тектонического давления, равного литостатическому ( $p/p_l$ )<sub>ср</sub> =

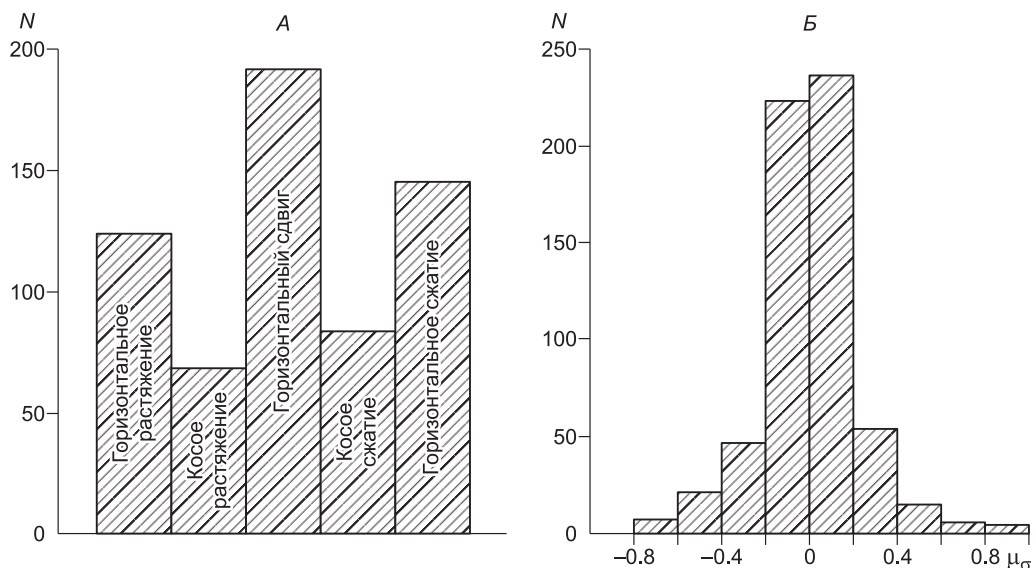
$=0.95$ , диапазон изменений  $p/p_{II} = 0.59—1.31$ . Максимумы тектонического давления (см. рис. 12, *Б*) также достигаются в отдельных очагах, но, как правило, не в тех, где получен максимум флюидного давления.

Как показано на рис. 13, среди выявленных 640 доменов преобладают домены с горизонтальным сдвигом (35 % доменов), на втором месте состояние горизонтального сжатия (25 %), на третьем — растяжения (20 %), столько же (20 %) составляют домены с промежуточным или неоднородным состоянием. По коэффициенту Лоде—Надаи резко преобладает состояние чистого сдвига ( $\mu_{\sigma}$  от  $-0.2$  до  $+0.2$  имеют 75 % доменов). Обнаруживается хорошая корреляция типа напряженного состояния и флюидного или тектонического давления (см. рис. 12). Области с высоким давлением флюида почти соответствуют условиям горизонтального сжатия или сжатия + сдвига и одновременно располагаются преимущественно по периферии сейсмогенной области интенсивного деформирования. Другими словами, флюиды отжимаются на периферию области деформирования и создают здесь высокое флюидное давление ввиду преобладающего состояния сжатия. Области преобладания горизонтального растяжения (или растяжение + сдвиг) соответствуют областям с низким тектоническим давлением ( $p/p_{II} < 1$ ) и лишь частично области низкого давления флюида ( $p/p_{II} = 0.2—0.7$ ).

Ю.Л. Ребецкий с соавторами [Проблемы..., 2008] делают вывод, что современное напряженное состояние Алтае-Саянской области определяется рядом факторов, одним из которых является латеральное субмеридиональное давление со стороны Индийской плиты и Гималайско-Тибетского поднятия. Однако влияние этого воздействия не превышает 10 %, но ввиду постоянства и длительности оно формирует структуру горной области (простирающие хребты и впадины). К числу дополнительных факторов они относят внутрикоровые и внутримантийные неоднородности, снижение тектонического давления в котловинах, эрозию гор и перераспределение осадков в котловинах и другие.

Однако, по нашему мнению, главным является то обстоятельство, что новой деформации подвергается не изотропная, а ранее деформированная среда с существующими складками и разломами. Деформационная решетка (см. рис. 11, *Б*), судя по ориентировке косых углов, а также ориентировке надвиговых складок, соответствует субширотному (или с.-з.-ю.-в.) сжатию, а не современному субмеридиональному. Действительно, можно ожидать, что возникнет только порядка 10 % новых срывов и складок субмеридионального сжатия. Остальные деформации представляют подновление тех ранее существовавших швов и срывов, которые соответствуют новым условиям деформирования.

Деформации в Алтае-Саянской области развивались сотни миллионов лет в палеозое и мезозое, формировались в течение многих этапов и подновлены двумя-тремя этапами деформации в течение последних 3—5 млн лет. Поэтому выделить здесь обобщенную последовательность и общую модель деформаций чрезвычайно затруднительно.



**Рис. 13. Диаграммы распределения числа доменов:**

*А* — с различным типом напряженного состояния (по горизонтали откладываются условные индексы напряженных состояний); *Б* — с различным значением коэффициента Лоде—Надаи ( $\mu_{\sigma} = -1$  — одноосное растяжение,  $\mu_{\sigma} = 0$  — чистый сдвиг,  $\mu_{\sigma} = 1$  — одноосное сжатие).

Гораздо благоприятнее для этого молодые складчатые области, такие как хорошо изученная область Северо-Западного Кавказа. В последние десятилетия здесь проводили полевые тектонофизические исследования ученые из МГУ (А.М. Расцветаева и другие) совместно с геологами ФГУП «Кавказгеолсъемка» (С.Г. Корсаков с коллегами) и группа французских исследователей (Ж. Анжелье, А. Сейнто), работавших при содействии сотрудников ИФЗ (О.И. Гущенко, А.В. Ильина и другие). Результаты этих совместных и конкурирующих исследований обобщены в работах [Расцветаев и др., 1999; Saintot, Angelier, 2002; Маринин, Сейнто, 2008].

Французские ученые [Saintot, Angelier, 2002] выделяют здесь 10 этапов деформаций и соответствующие им поля палеонапряжений. Они использовали метод [Angelier, 1989], который опирается на выделение совокупности трещин (срывов), близких в структурно-кинематическом отношении, что согласуется с нашим определением — деформационная решетка. Выделены следующие этапы деформации и палеонапряжений.

— Допозднеэоценовые поля напряжений:

1) северо-западное сжатие, 2) субширотное северо-восточное растяжение, 3) северо-западное растяжение.

— Позднеэоценовая (главная) стадия деформации:

4) северо-восточное (до субмеридионального) сжатие в сдвиговом режиме, 5) субмеридиональное сжатие в надвиговом режиме, 6) субмеридиональное сжатие, взброснадвиговый режим, 7) субмеридиональное сжатие в сдвиговом режиме.

— Постэоценовые поля палеонапряжений:

8) субмеридиональное растяжение, 9) северо-западное сжатие, 10) субмеридиональное сжатие.

Таким образом, согласно этой реконструкции, стадии растяжения (2+3 и 8) разделяют эпохи сжатия. Наиболее интенсивная эпоха позднеэоценового сжатия начинается и заканчивается в сдвиговом режиме, а ее максимум характеризуется надвиговым и взброснадвиговым режимом. Эти 10 стадий, по данным французских исследователей, едины для всей территории Северо-Западного Кавказа.

По данным российских исследователей, выделяются три основные стадии формирования структурных парагенезов: 1) доскладчатые (допозднеэоценовые), 2) соскладчатые (позднеэоценовые), 3) постскладчатые (постэоценовые). При этом выделяются блоки с разным характером полей палеонапряжений или существенными вариациями сходного поля напряжений. Одновременное сочетание структур разных полей напряжения считается вполне закономерным. Французские исследователи отмечают некоторые особенности блоков, но считают их второстепенными. Например, в сдвиговом поле напряжений позднеэоценовой тектонической фазы на карте французских ученых выделяется блок около Анапы и Новороссийска, характеризующийся условиями растяжения. Существенные вариации режимов отмечались и в позднекайнозойскую фазу в Алтае-Саянской области. Однако остается неясным, были ли эти вариации одновременными или сменялись во времени.

В обобщающей статье [Маринин, Сейнто, 2008] утверждается, что расхождения связаны, скорее всего, с разными моделями деформирования и что важно отделять достоверную информацию от предположительных выводов (например, об униформизме 10 стадий деформирования). Наиболее достоверными и совпадающими у разных групп исследователей можно считать: преобладание субгоризонтальных максимальных сжимающих напряжений; преобладающее северо-восточное (до субмеридионального) сжатие обусловило формирование основных позднеальпийских структур Северо-Западного Кавказа; северо-западное сжатие было проявлено на позднейшем этапе развития региона.

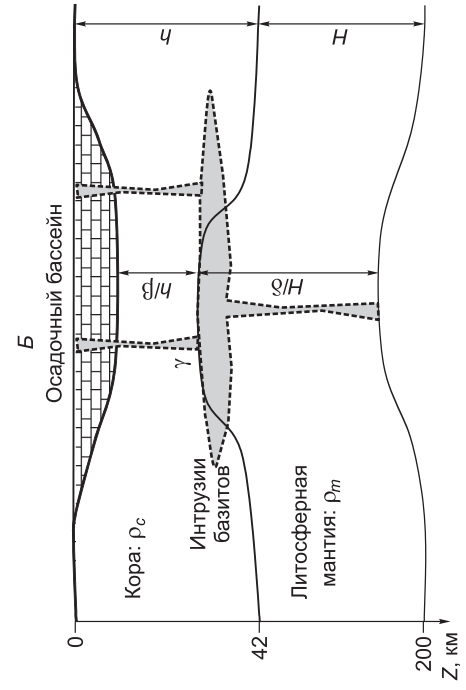
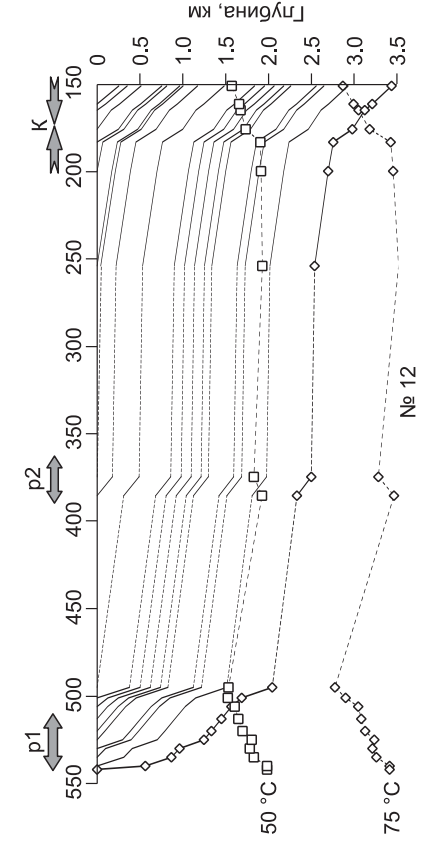
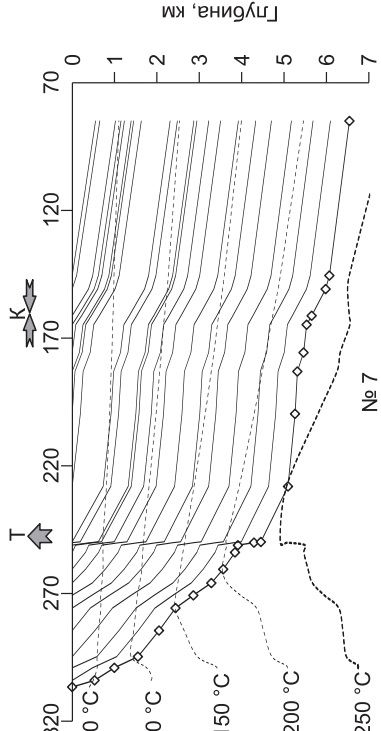
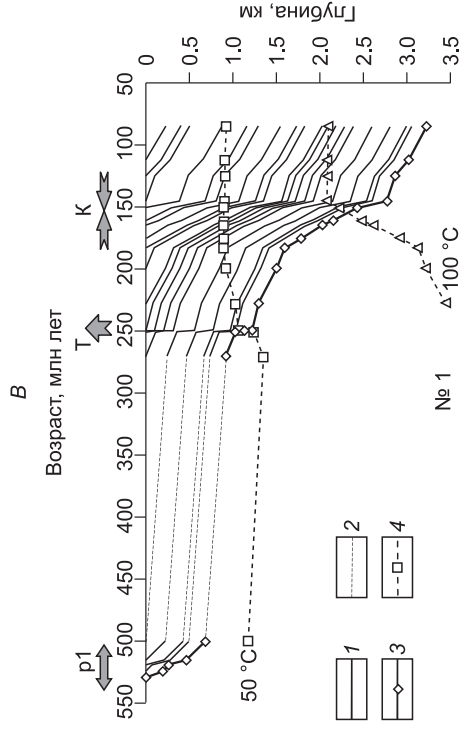
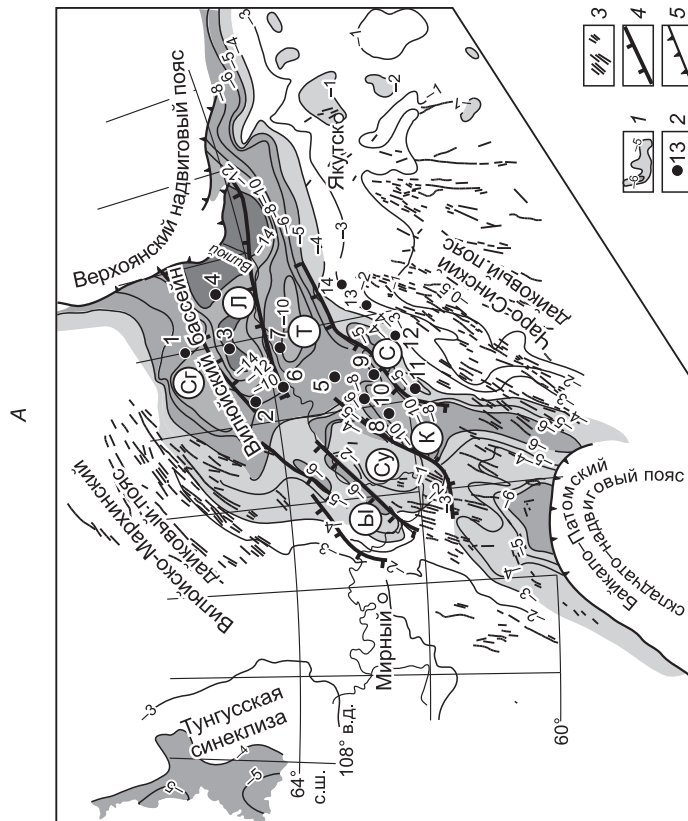
Приведенные фрагменты структурных исследований Алтае-Саянской складчатой области и Северо-Западного Кавказа не могут дать полного представления о деформировании коллизионных поясов, но иллюстрируют их сложность и отсутствие общепринятой модели, кроме общей парадигмы межплитного взаимодействия.

## ДЕФОРМАЦИИ И ИХ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ЗОНАХ РИФТООБРАЗОВАНИЯ

Рифтовые зоны на континентальной и океанической коре характеризуются деформациями растяжения, преобладающий тип разломов — сбросы и сбрососдвиги. Во многих континентальных рифтах трещины растяжения (дайки) заполнены базитовой магмой, объем которой существенно различается. Противоположными примерами могут являться Восточно-Африканская рифтовая система и амагматичный Байкальский рифт. Степень влияния магматизма на рифтогенез является ключевым параметром в разделении механизмов образования рифтов на пассивный и активный. Более подробное обсуждение этой проблемы можно найти в [Ruppel, 1995].

Развитие подходов к моделированию процессов деформирования при растяжении и рифтообразовании можно разделить на два этапа, начиная с работы М.Е. Артемьева и Е.В. Артюшкова [1968]. В подходе Д. Маккензи [McKenzie, 1978] анализировалась только степень деформации растяжения коры/





**Рис. 14.** Глубина кристаллического фундамента Вилуйского бассейна, дайковые пояса, основные разломы, положение исследованных скважин (А); схема рифтового механизма, используемая для оценок параметров растяжения коры и литосферной мантии методом бэкстрипинг (Б); кривые погружения осадков Вилуйского бассейна по скв. № 1 (Линденская впадина), № 7 (Средневилуйская впадина), № 12 (Сарсанская впадина).

А — 1 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 — местоположение опорных стратиграфических разрезов и номер скважины; 3 — дайки; 4 — разломы; 5 — фронт фанерозойских орогенных поясов. Буквами в кружках обозначены Сяндинская (Ст), Линденская (Л), Тангарынская (Т), Сарсанская (С), Кемпендэйская (К) и Ыгыттинская (Ы) впадины; Сунтарское подняtie (Су). Серым тоном выделены участки Вилуйского бассейна с мощностью осадочного чехла более 4 км, по данным [Гайдук, 1988; Прокопьев и др., 2001] с изменениями. Б —  $h$  и  $H$  — мощность коры и литосферной мантии соответственно;  $\beta$  и  $\delta$  — коэффициенты растяжения корового и мантийного слоя соответственно;  $\gamma$  — расширение за счет внедрения дайкового материала. В — 1 — кривые погружения осадков; 2 — перерывы в осадконакоплении; 3 — погружение фундамента; 4 — температурные эволюционные кривые. Реконструируются режимы с замедлением ( $r_1$  и  $r_2$  — рифтовые этапы) и с ускорением (К — форландовый этап) осадконакопления; Т — эпизод погружения, соответствующий пермотрисовым трапповым интрузиям (~ 250 млн лет).

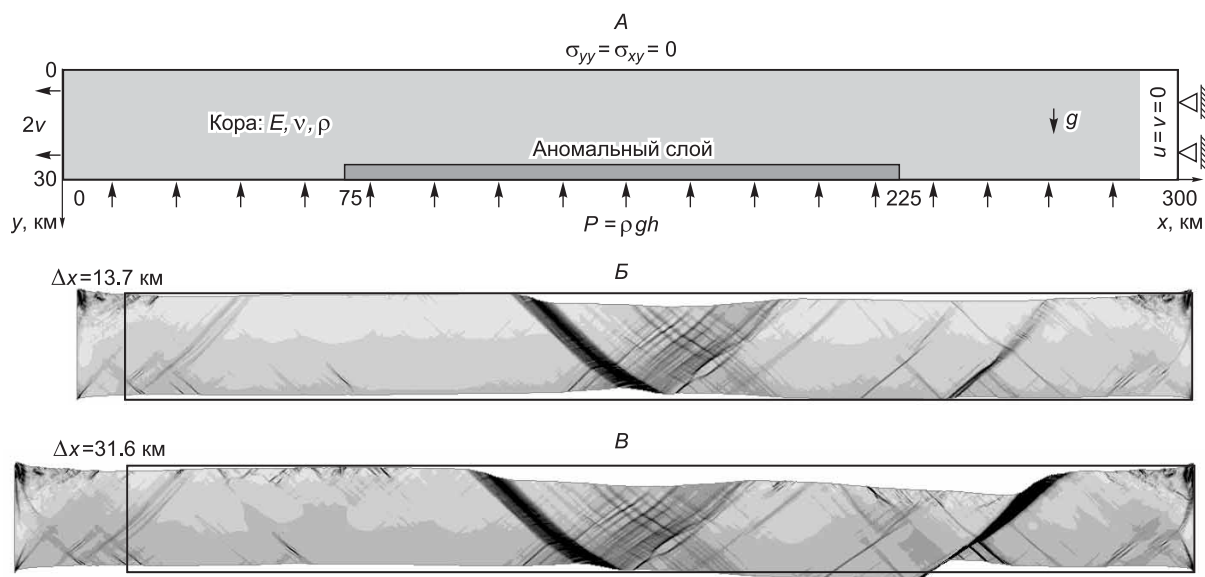
литосферы в приближении локальной изостазии. Принципиальная схема развития рифта в условиях растяжения и утонения в рамках одномерного подхода показана на рис. 14, Б. Это направление получило большое применение ввиду эффективности одномерного метода, который состоит в том, что дает количественную информацию о динамике погружения, степени растяжения и температурном режиме в конкретном участке бассейна. На втором этапе, в более поздних работах, компьютерное численное моделирование деформаций растяжения проводилось в рамках уравнений механики сплошной среды с учетом упруговязкопластической реологии. Этому подходу посвящено большое число работ [Huismans et al., 2001; Burov, Poliakov, 2001; Buitter et al., 2006].

В настоящем обзоре нами в качестве примера описаны исследования в рамках двух вышеназванных направлений: приводятся результаты реконструкций погружения Вилуйского осадочного бассейна, а также результаты численного моделирования деформирования упругопластической плиты для стадии растяжения коры Вилуйского прогиба [Полянский и др., 2013] и описаны результаты моделирования бассейнов типа пул-апарт [Полянский, Добрецов, 2001].

С целью выяснения природы Вилуйской синеклизы выполнена реконструкция динамики накопления осадочного чехла по скважинным данным по площади бассейна (см. рис. 14). Для оценки величины растяжения нами была модифицирована 1D-модель двухслойной литосферы, являющаяся развитием однослойной модели мгновенного растяжения коры. Использовалась модель неоднородного по глубине растяжения двухслойной литосферы, состоящей из коры и мантийной литосферы. В модели учитывалась доля расширения литосферы, выражающегося в объеме внедрившихся вертикальных даек базитов. Предполагается, что в процессе осадконакопления кора уравнивается согласно изостазии. Метод основан на принципе изостатического равновесия при утонении системы кора—подкорковая литосфера и модифицирован с учетом консолидации пористых осадков, температурного расширения литосферы при рифтогенезе и неоднородной литологии накапливающихся отложений. Ранее нами было показано [Полянский и др., 2013], что в истории развития Вилуйского бассейна выделяются этапы растяжения и сжатия (рифтовый и форландовый), характеризующиеся замедлением и ускорением погружения соответственно (см. рис. 14, В).

Современная толщина коры, по геофизическим данным, в центре Вилуйской впадины составляет 34—36 км, а вне прогиба — около 42 км. При мощности осадочного чехла 6—8 км (местами до 14 км) толщина кристаллической коры под бассейном составляет 26—30 км. Принимая значение 42 км за начальную толщину коры во время формирования впадины, утонение коры будет составлять  $42/(26 \text{ или } 30) = 1.4\text{—}1.6$  раза. Наши модельные параметры оказываются несколько ниже: коэффициент растяжения коры  $\beta = 1.1\text{—}1.4$ . Это, возможно, объясняется тем, что к анализу не привлекались наиболее глубокопогруженные осадки (глубже 6.5 км до глубин около 14 км) ввиду отсутствия скважинных данных. Растяжение мантийной части литосферы оценивается выше, чем в коре (в диапазоне 1.2—2.0 при среднем значении 1.44).

Среднепалеозойский рифтогенез сопровождался внедрением базитовых магм с формированием дайковых поясов (Вилуйско-Мархинского и Чаро-Синского), обрамляющих бассейн с флангов [Гайдук, 1988]. Возраст вилуйских траппов (370 млн лет) совпадает с резким ускорением осадконакопления и погружения, вызванного девонским этапом рифтогенеза, фиксируемого по кривым погружения в большинстве изученных разрезов. В каждом из разрезов предсказывается доля растяжения за счет внедрения базальтов в диапазоне  $\gamma = 0.01\text{—}$



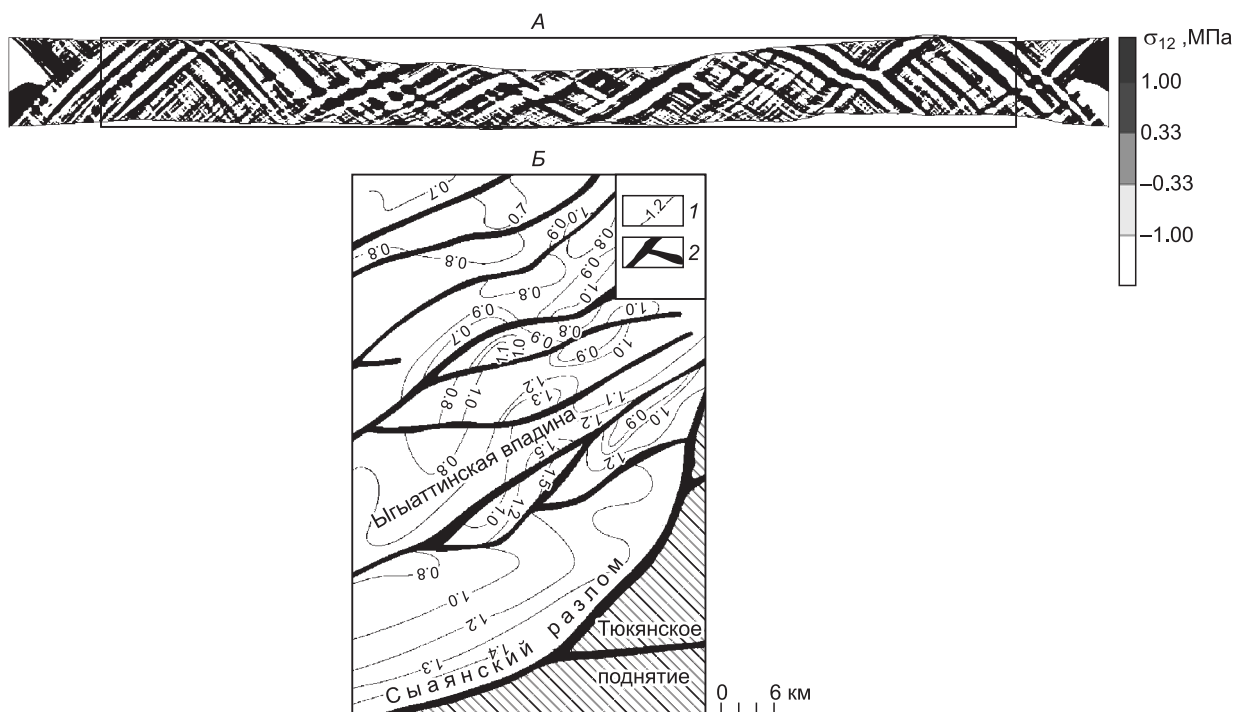
**Рис. 15. Модель одностороннего растяжения однородной коры при наличии аномального слоя.**

*A* — геометрия модели и граничные условия; *Б, В* — форма деформированной плиты при растяжении на 13.7 (в 1.045 раза) и на 31.6 км (в 1.1 раза). Поля эквивалентной общей деформации приведены в переменной шкале: 0 — 1.2 (*Б*) и 0 — 5.7 (*В*). Прямоугольником показана начальная геометрия плиты.

0.12 при средней величине 0.06, т.е. около 6 %. Эта величина представляется приемлемой, учитывая мощность траппов в обнажениях и в разрезах по скважинам в верхнедевонских—нижнекаменноугольных отложениях.

С целью обоснования и проверки реальности рифтового механизма формирования Виллойского прогиба построена двумерная численная деформационная модель для стадии растяжения коры. Рассматривается область коры в виде пластины шириной 300 и глубиной 30 км, в основании которой находится более пластичный слой размером  $150 \times 4.3$  км, моделирующий тепловую аномалию (рис. 15, *A*). Реологическое поведение упругопластической коры описывается вышеприведенным уравнением Друкера—Прагера [Стефанов, 2002]. Предполагалось, что плита растягивается со скоростью  $v = 6$  см/год, и ее конечная форма определялась из решения задачи плоской деформации плиты со свободной верхней и деформируемой нижней границами. На нижней границе ставились условия изостатических поддерживающих сил, моделирующих реакцию маловязкой мантии (условия основания Винклера). Величина поддерживающей силы соответствовала весу вышележащей толщи и принималась постоянной ( $8.82 \cdot 10^8$  Па). Тем самым предполагалось, что формируются компенсированные впадины, которые заполняются быстроконсолидирующими осадками с плотностью, равной плотности пород коры. В основании коры задавался аномальный слой, моделирующий наличие нагретого, пластичного вещества. Слой толщиной 4 км отличался от остальной коры пониженным модулем Юнга либо пониженным пределом текучести. Наличие такой неоднородности обосновано воздействием теплового источника, находящегося глубоко в мантии, согласно модели [Полянский и др., 2012а]. Использовался метод конечных элементов, реализованных в пакете MSC.Marc2010. Цель численных экспериментов — показать принципиальную возможность формирования глубоких прогибов на континентальной коре при ее конечном растяжении, не приводящем к полной деструкции с образованием океанической коры.

Результаты моделирования и сравнение с природными объектами приведены на рис. 16, 17. Главным различием в моделях является разная степень локализации деформаций при растяжении: деформация либо распределяется по всей области растяжения (см. рис. 16), либо концентрируется в нескольких зонах срыва в утоняющейся коре (см. рис. 15, *Б, В*). Срывы разделяют отдельные погруженные блоки — потенциальные осадочные впадины (рис. 17). Показано, что основным параметром, ответственным за появление полос локализации деформаций, является пониженный коэффициент внутреннего трения. Распределение полос локализации, полученных в моделях, может быть сравнено с картиной реально наблюдаемых разломов в осадочном бассейне. Из сравнения рис. 16, *A* и *Б* следует, что модельная частота линий Людерса (1 на 8.5 км) совпадает с наблюдаемой периодичностью разломов в Ыгыатинской впадине Виллойского рифтового бассейна (1 разлом на 2—15 км, по данным [Гайдук, 1988]).



**Рис. 16. Модель симметричного растяжения (А); периодичность разломов в Ыгыяттинской впадине Вилюйского рифтового бассейна [Гайдук, 1988] (Б).**

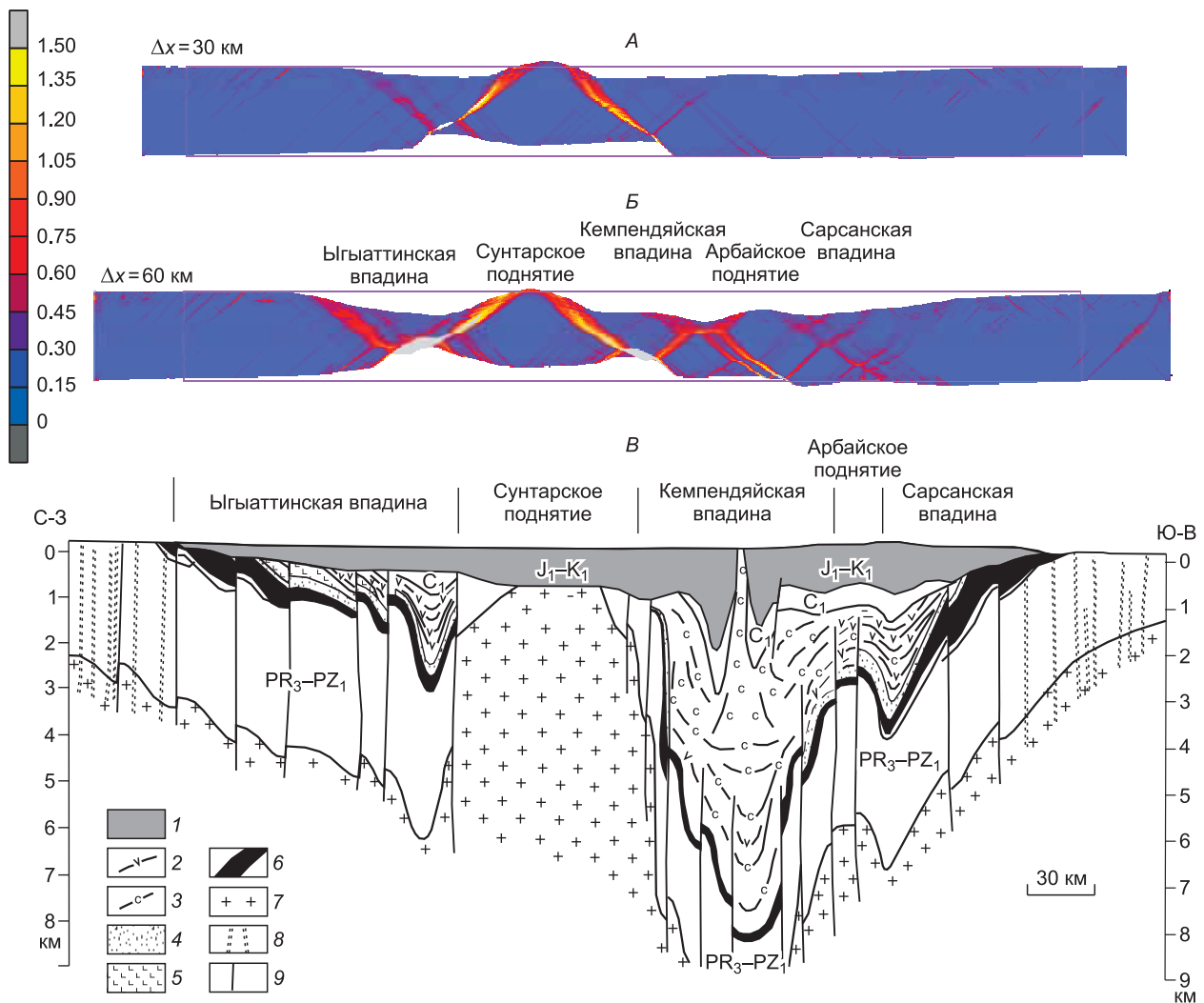
А — показано поле сдвиговой компоненты напряжения  $\sigma_{12}$  при величине общего растяжения на 60 км (20 %); Б — 1 — изогипсы отражающего горизонта (км); 2 — положение разломов, расположенных вдоль оси впадины; частота разломов вкрест простирания впадины — 1 разлом через 2—15 км.

Влияние «мягкой» подложки сказывается на расположении полос локализации деформации, интерпретируемых как разломы типа сбросов. Сначала развивается зона срыва в коре над центром аномально пластичного слоя, затем формируется вторичный срыв на краю неоднородности коры. Образуется структура типа грабен шириной около 150 км, равной ширине аномального слоя. Поверхность фундамента формирует уступы с вертикальной амплитудой погружения до 8—10 км, типичный пример модельной зоны срыва приведен на рис. 15, Б. Оценки глубин погружения и степени утонения коры соответствуют реальным параметрам осадочных бассейнов Сибирской платформы. Сравнение результатов одной из моделей растяжения коры с профилем поперек юго-западной части Вилюйского прогиба приведено на рис. 17.

Другим примером деформаций растяжения являются асимметричные рифтовые зоны, в частности, провинция Бассейнов и Хребтов (США), для которой предложена модель простого сдвига или детачмента [Wernicke, 1985]. В этой и подобных структурах (бассейн Джилла Ривер, [Kruger, Johnson, 1994]) фиксируется главный пологий сброс (детачмент) с малым углом падения, который, как предполагается, может рассекать весь литосферный слой (рис. 18, А, Б). Результаты моделирования [Полянский и др., 2012б] показаны на рис. 18, В. Предполагалось, что двухслойная пластина подвержена растягивающим перемещениям, и ее конечная форма определялась из решения задачи плоской деформации со свободной верхней границей. Кора и литосферная мантия с мантийным выступом совместно растягиваются в процессе приложения внешней силы. Нижняя граница могла свободно перемещаться по горизонтали. Результаты моделирования показывают, что над мантийным выступом происходит локализация деформации, образуется разрыв коры в виде листрического сброса. В мантийной части плиты деформация рассеивается в области продолжения листрического разрыва, локализации не происходит. Рельеф поверхности коры формирует несимметричный рифт, как это фиксируется в указанных геологических структурах.

Сдвиговые рифты или бассейны пул-апарт формируются в результате растяжения земной коры при наличии двух или более субпараллельных разломов, смещенных друг относительно друга. В зависимости от величины смещения между разломами форма бассейнов на земной поверхности может быть в виде ромба или параллелограмма. Типичными примерами таких структур являются Курайская и Чуй-





**Рис. 17. Модель симметричного растяжения с наличием аномального слоя.**

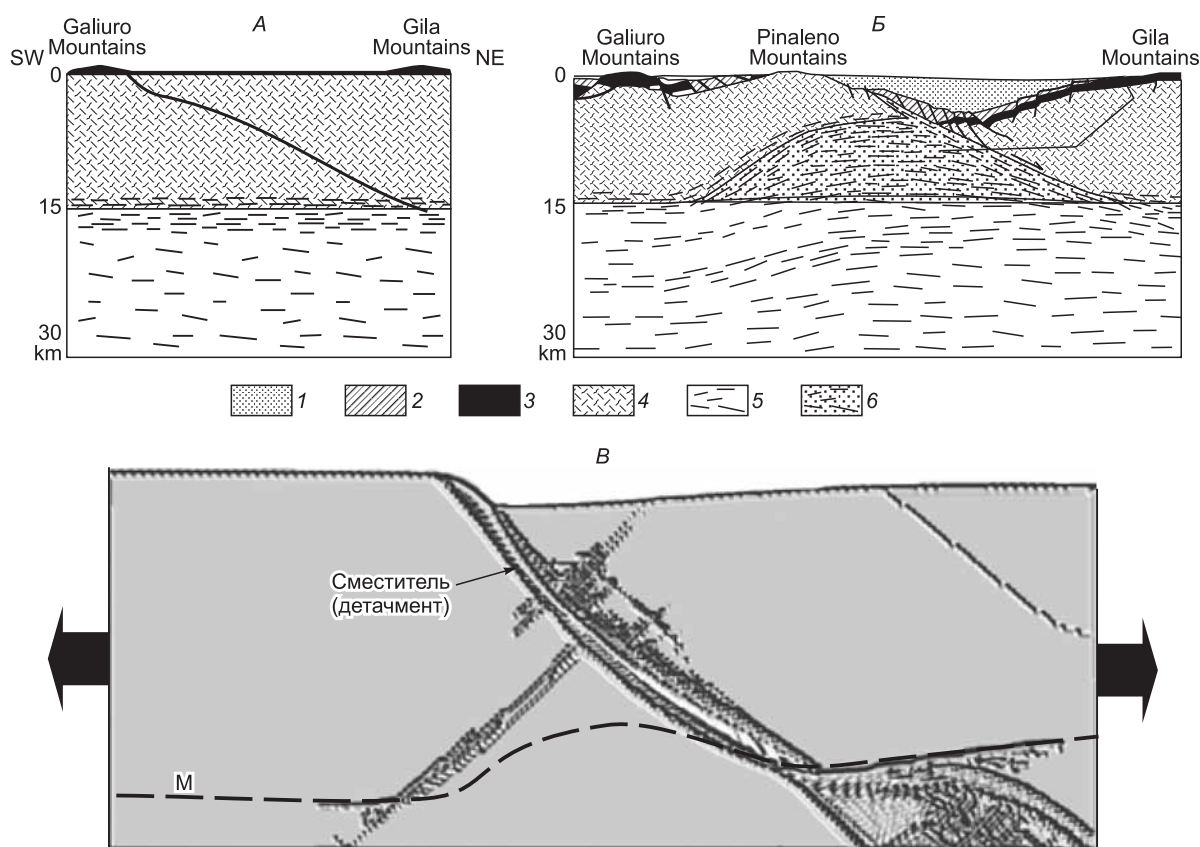
*A, Б* — конфигурация плиты и поле интенсивности пластических деформаций на стадиях растяжения на 30 (*A*) и 60 км (*Б*); *B* — геологический разрез западного сегмента Вилуйской синеклизы, по данным [Гайдук, 1988]: 1 — юрско-меловые отложения; 2, 3 — верхнефранско-фоменские отложения; 4, 5 — франские отложения; 6 — базальтовый комплекс основания верхнего девона; 7 — кристаллический фундамент; 8 — дайки основного состава; 9 — разломы. Вертикальный размер увеличен в 20 раз относительно горизонтального.

ская впадины в Горном Алтае [Добрецов и др., 1995], Тункинская впадина и ряд межгорных прогибов Байкальской рифтовой зоны [Балла и др., 1990], бассейны Мертвого моря [Gvirtzman, Stanislavsky, 2000], трог Селтон на продолжении разлома Сан-Андреас в Калифорнии [Lanchenbruch et al., 1985]

Для моделирования литосферных деформаций и напряженного состояния, приводящих к развитию бассейнов типа пул-апарт нами модифицирована программа PLATES [Полянский, Добрецов, 2001], реализующая 2.5-мерное приближение для решения 3-мерных задач. Применимость этого подхода для современных деформаций, которые соответствуют быстрой стадии формирования Байкальского рифта, показана в работе [Polyansky, 2002].

Главные допущения модели состоят в следующем. Ввиду наличия нерегулярной сети разломов, криволинейных границ плит и сложной глубинной структуры коры и мантии, задача является существенно 3-мерной, из рассмотрения опускаются кратковременные упругие деформации и реология среды предполагается вязкопластической. Используется приближение задачи о деформации двух тонких пластин (кора/мантия), способных деформироваться совместно (задача плоского напряженного состояния). В качестве уравнений движения рассматривается условие равновесия в напряжениях, когда инерционные члены пренебрежимо малы. Используется приближение Буссинеска о несжимаемости в уравнении





**Рис. 18.** Схема растяжения коры, построенная на основе сейсмических данных по отраженным волнам, бассейн Джила Ривер (Юго-Восточная Аризона, США) [Kruger, Johnson, 1994].

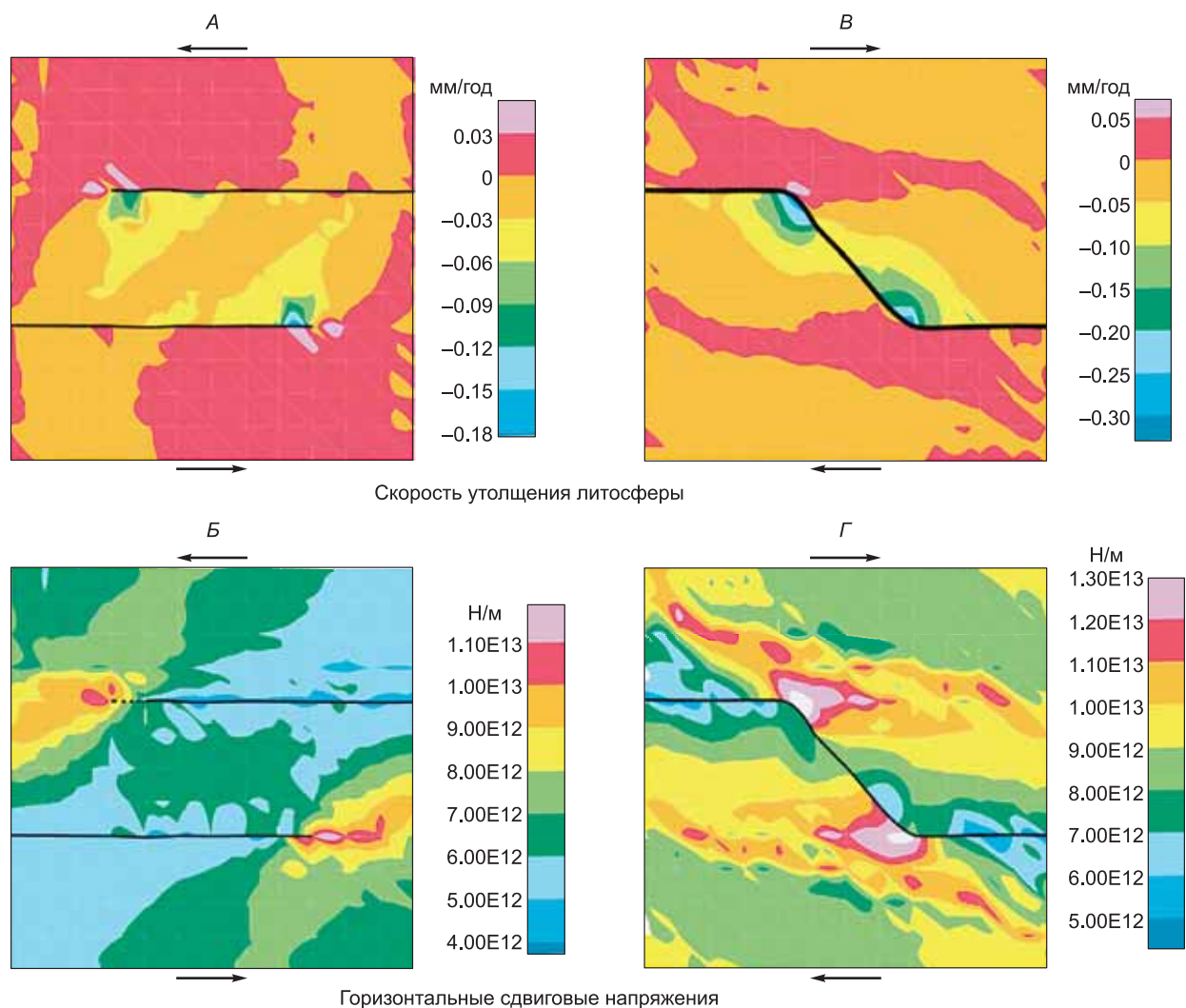
*A* — предполагаемое начальное состояние; *B* — структура бассейна и фундамента в настоящее время: 1 — кайнозойский осадочный бассейн, 2 — среднетретичные осадки, синхронные с растяжением, 3 — среднетретичные вулканиты, 4 — зона хрупких деформаций в дозоценовой коре, 5 — пластически деформируемая кора, 6 — кора, пластически деформированная и поднятая выше современной границы хрупких деформаций; *B* — результаты моделирования сквозьлитосферного пологого детачмента [Wernicke, 1985] на примере бассейна Джила Ривер [Полянский и др., 2012б]; интенсивность деформаций показана оттенками серого, *M* — граница Мохо с наличием выступа в середине модели, стрелками обозначено растяжение.

сохранения массы. Предполагается, что коровый слой описывается реологическими свойствами сухого гранита, а литосферная мантия характеризуется свойствами дунита.

Результаты расчетов модели развития бассейна около Z-образного разлома показаны на рис. 19. В качестве граничных условий задавалась скорость сдвига 5 мм/год на северной и южной границах области. Две другие противоположные границы оставались свободными в направлении сдвига либо в обоих направлениях. Результаты приведены в форме распределения скорости утолщения/утонения литосферы (см. рис. 19, *A, B*) и полей горизонтальных сдвиговых напряжений, суммированных по толщине литосферы (см. рис. 19, *B, Г*).

Из рис. 19 видно, что бассейн принимает форму параллелограмма с наклоном в сторону сдвига. Границы, где скорость утолщения литосферы меняет знак, являются зонами потенциальных разломов в форме сбросов. Кривые потенциальных разломов на картинах сдвиговых деформаций являются продолжениями существующих разломов (см. рис. 19, *B, Г*) и трассируются зонами максимальных напряжений.

Модельная форма бассейнов достаточно хорошо совпадает с ромбовидными геологическими структурами. По результатам моделирования различаются бассейны с двумя отдельными впадинами (см. рис. 19, *B, Г*) или единой областью погружения (см. рис. 19, *A, B*). В последнем варианте полученную структуру можно трактовать как грабен в грабене внутри сдвигового бассейна. Глубина сдвиговых бассейнов оказывается непостоянной: максимальное погружение моделируется в зонах окончания или изгиба разломов. В этих зонах скорость погружения достигает 180—330 м/млн лет, в то время как в среднем для бассейна она составляет 30—50 м/млн лет. Так, погружение, связанное со сдвиговыми деформациями в бассейне Мертвого моря, составляет не более 66 м/млн лет в течение неоген-четвертич-



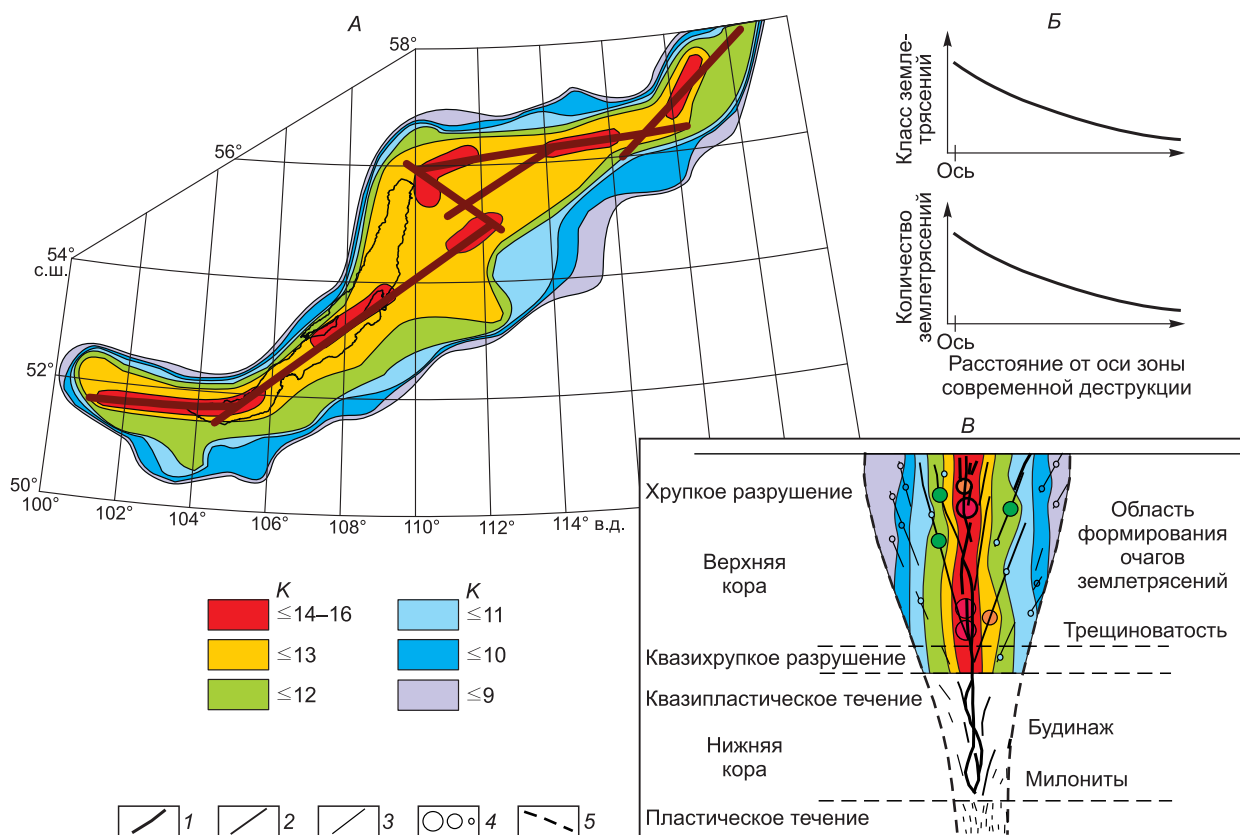
**Рис. 19. Модели левого (А, Б) и правого (Б, Г) сдвигов развития бассейна пул-апарт с разной формой начальных разломов (черные линии).**

Приведены скорости утолщения/утонения плиты (А, В) и горизонтальные сдвиговые напряжения (Б, Г).

ного периода [Gvirtzman, Stanislavsky, 2000]. Для Тункинского сдвигового рифта скорости погружения составляют, по стратиграфическим данным, 70—90 м/млн лет начиная с олигоцена, что также хорошо согласуется с модельными оценками. Тункинский бассейн состоит из двух депрессий (западной и восточной), заполненных кайнозойскими отложениями мощностью 2200 м в западной области и 2800 м в восточной, разделенных поднятием фундамента [Шерман и др., 1973]. Такая структура бассейна, состоящего из двух отдельных впадин, моделируется в варианте нашей модели с двумя смещенными разломами (см. рис. 19, А, Б). В альтернативном варианте модели с Z-образным разломом имеется два узких, вытянутых вдоль разломов хребта, ограничивающих бассейн и известных как «плечи» рифта.

Из сравнения модели с геологическими данными можно сделать вывод, что впадины типа пул-апарт являются специфическим видом осадочных бассейнов, формирующихся в определенных геодинамических обстановках. Они развиваются в сдвиговой зоне, представляющей трансформную границу двух плит или террейнов, например, бассейн пул-апарт Мертвого моря — на границе Африканской и Аравийской плит, трог Селтон — на границе Тихоокеанской и Северо-Американской плит, Курайская и Чуйская впадины — на границе Горно-Алтайского и Западно-Саянского террейнов. Структура бассейнов определяется геометрией разломов, величиной сдвиговых и сжимающих скоростей и реологией литосферы.

Эффективным методом построения модели рифтовой зоны является анализ сейсмичности в современных напряженно-деформированных структурах коры. В работе [Шерман и др., 2012] разработана



**Рис. 20. Тектонофизическая модель Байкальской внутриплитной сейсмической зоны [Шерман и др., 2012].**

*А* — зональная структура эпицентрального поля землетрясений; *Б* — графики зависимостей энергетического потенциала сейсмических событий (верхний) и их интенсивности (нижний) в зависимости от удаленности от осевой зоны деструкции; *В* — вертикальный разрез: 1 — осевые области сегментов и отдельных фрагментов зоны современной деструкции литосферы; 2 — региональные разломы; 3 — локальные разломы; 4 — очаги сильных и слабых землетрясений; 5 — примерные границы сейсмической зоны.

тектонофизическая модель Байкальской сейсмической зоны (рис. 20). Это линейно вытянутая зона современной деструкции литосферы, покрытая сетью разноранговых разломов, многие из которых периодически вовлекались в процесс активизации медленных деформаций. В вертикальном разрезе сейсмическая зона имеет древовидную форму или структуру «конского хвоста», расширяясь к поверхности (см. рис. 20, *В*). Сейсмичность, по данным авторов, спадает от осевой линии к периферии, что указывает на максимальные напряжения в хрупкой части верхней коры и практически полное затухание в нижней коре и мантии. Такое распределение современных очагов землетрясений более характерно для сдвиговых обстановок (например, как для разлома Сан-Андреас [Bourne et al., 1998]), в отличие от режима растяжения, при котором зона деформации с глубиной расширяется.

## ВЫВОДЫ

1. Поля напряжений и условия деформаций в литосфере существенно меняются в разных геодинамических обстановках: в зонах субдукции и ее отдельных сегментах, в областях сжатия и складчатости, где комбинируются компрессионный и сдвиговый режимы; в зонах растяжения на континентах (в пределах рифтовых прогибов); в зонах растяжения и сдвига океанических плит.

2. Во всех обстановках реология пород и условия формирования геологических структур зависят также от скорости деформации, наличия порового флюида, температуры среды с частыми переходами от хрупких к упругопластическим деформациям.

3. В зонах субдукции изменение баланса сил зависит от фазовых переходов и степени удаления образующихся флюидов и расплавов, что приводит к изменению формы погружающейся плиты в разных сегментах зоны субдукции, фиксируемой по данным региональной сейсмотомографии.

4. Быстрые вариации напряженно-деформированного состояния и миграция флюидов в островодужной коре определяют быстрое изменение свойств промежуточных очагов и характер извержений, что впервые показано по данным 4D томографии Ключевской группы вулканов.

5. В зонах сжатия и складчатости наблюдается наиболее сложная смена условий формирования геологических структур, что требует отдельного обсуждения.

6. Локализация деформаций в зонах растяжения в верхней коре определяется упругопластической реологией среды (вклад вязкости незначительный). Наличие неоднородностей (тепловых или химических) контролирует локализацию и граничные условия деформаций.

7. Рифтовый осадочный бассейн — структура концентрации деформаций. Чтобы сформировать сверхглубокий бассейн, необязательно растягивать кору в 2 и более раз: растяжения на 20 % достаточно для формирования впадин глубиной до 10—15 км в области «шейки» растяжения.

Авторы благодарны академику А.О. Глико и д.г.-м.н. В.Ю. Тимофееву за плодотворное обсуждение и сделанные замечания.

Работа выполнена в рамках междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 20, 76, проекта ОНЗ-7.3 РАН, при поддержке РФФИ (грант 11-05-00181).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Артемьев М.Е., Артюшков Е.В.** О происхождении рифтовых впадин // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.

**Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г.** Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника, 1990, № 2, с. 80—91.

**Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К.** Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2022—2031.

**Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю.** Новые геофизические модели зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии в Узбекистане, 2008, № 5, с. 108—110.

**Гайдук В.В.** Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1988, 126 с.

**Гольдин С.В., Кучай О.А.** Сейсмоструктурные деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 692—723.

**Действующие вулканы Камчатки.** В 2 т. / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, т. 1, 302; т. 2, 415 с.

**Добрецов Н.Л.** Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционно-го магматизма // Петрология, 2010, т. 18, № 1, с. 1—24.

**Добрецов Н.Л., Полянский О.П.** О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизации? // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (12), с. 1687—1696.

**Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.** Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.

**Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д.** Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.

**Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю.** Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1634—1640.

**Коробейников С.Н., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Свердлов В.Г., Бабичев А.В.** О влиянии выбора реологического закона на результаты компьютерного моделирования субдукции плит // Сибирский журнал вычислительной математики, 2011, т. 14, № 1, с. 71—90.

**Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В.** Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (6), с. 830—851.

**Маринин А.В., Сайнто А.** Сравнение методов реконструкции палеонапряжений Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики / Ред. Ю.Л. Ребецкий. М., Изд-во ИФЗ РАН, 2008, с. 225—243.



**Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л.** Моделирование тектонических структур на численных комплексах NASTRAN и UWAY // Проблемы тектонофизики / Ред. Ю.Л. Ребецкий. М., Изд-во ИФЗ РАН, 2008, с. 37—68.

**Новейший** и современный вулканизм на территории России / Ред. Н.П. Лаверов. М., Наука, 2005, 604 с.

**Полянский О.П., Добрецов Н.Л.** Модель развития осадочного бассейна типа пул-апарт // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 3, с. 368—373.

**Полянский О.П., Ревердатто В.В., Фомин А.Н.** Модельные реконструкции погружения в Кузнецком осадочном бассейне // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 678—687.

**Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В.** Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология, 2012а, № 2, с. 136—155.

**Полянский О.П., Прокопьев А.В., Стефанов Ю.П.** Стадийность формирования Вилюйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстрипинг-анализа и численного моделирования // Докл. РАН, 2012б, т. 443, № 4, с. 486—491.

**Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В.** Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 163—183.

**Проблемы тектонофизики.** К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН / Ред. Ю.Л. Ребецкий. М., Изд-во ИФЗ РАН, 2008, 468 с.

**Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И.** Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., Наука / Интерпериодика, 2001, с. 113—155.

**Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В.** О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск, ЮРГТУ, 1999, с. 69—73.

**Ребецкий Ю.Л.** Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М., Наука, 2007, 406 с.

**Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.В., Ашурков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.** Современная геодинамика Центральной Азии: деформации литосферы в связи с межплитными взаимодействиями и активностью подлитосферных мантийных аномалий // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, с. 161—165.

**Соловьев А.В.** Изучение тектонических процессов в области конвергентных литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. М., Наука, 2008, 318 с.

**Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.** Механика деформирования и разрушения горных пород. М., Недра, 1992, 223 с.

**Стефанов Ю.П.** Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физическая мезомеханика, 2002, т. 5, № 5, с. 107—118.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Русбек Ф., Брюникс К.** Использование космических технологий (GPS) для изучения современных движений Горного Алтая // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы 2-го Международного симпозиума 12—16 сентября 2005 г., Академгородок, Новосибирск. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, с. 186—189.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М., Шibaев С.М., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В.** Межплитовые границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 489—507.

**Хаин В.Е., Ломизе М.Г.** Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во Москв. ун-та, 2005, 520 с.

**Шапиро М.С., Соловьев А.В.** Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (8), с. 863—880.

**Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П.** Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1973, 134 с.

**Шерман С.И., Лысак С.В., Горбунова Е.А.** Тектонофизическая модель Байкальской сейсмической зоны, ее тестирование и возможности среднесрочного прогноза землетрясений // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 508—526.



- Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.M.** When and where did India and Asia collide? // *J. Geophys. Res.*, 2007, v. 112, B05423, doi:10.1029/2006JB004706.
- Angelier J.** From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data // *J. Struct. Geol.*, 1989, v. 11, p. 37—50.
- Bourne S.J., England P.C., Parsons B.** The motion of crustal blocks driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults // *Nature*, 1998, v. 391, p. 655—659.
- Bird P.** Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, № B5, p. 10115—10129.
- Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu.** Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tien Shan: synthesis of geology and geophysical data // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, p. 205—214.
- Burov E., Poliakov A.** Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, № B8, p. 16461—16481.
- Buiter S.J.H., Babeyko A.Yu., Ellis S., Gerya T.V., Kaus B.J.P., Kellner A., Schreurs G., Yamada Y.** The numerical sandbox: comparison of model results for a shortening and an extension experiment // *Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes* / Eds. S.J.H. Buiter, G. Schreure. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2006, v. 253, p. 29—64.
- Cloos E.** Experimental analysis of fracture pattern // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, v. 66, № 3, p. 231—256.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Yermikov V.D.** Meso- and Cenozoic tectonics of Central Asia mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Inter. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.
- Gvirtzman H., Stanislavsky E.** Palaeohydrology of hydrocarbon maturation, migration and accumulation in the Dead Sea rift // *Basin Res.*, 2000, v. 12, p. 79—93.
- Huisman R.S., Podladchikov Y.Y., Cloetingh. S.A.P.L.** Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, p. 11271—11292.
- Jaxybulatov K., Koulakov I.Yu., Dobretsov N.L.** Segmentation of the Izu-Bonin and Mariana plates based on analysis of the Benioff seismicity distribution and regional tomography results // *The Solid Earth*, 2013, v. 4, p. 59—73.
- Kong X., Bird P.** Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults // *The tectonic evolution of Asia* / Eds. A. Yin, T.M. Harrison. Cambridge Univ. Press, 1996, p. 18—34.
- Koulakov I.** LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // *BSSA*, 2009, v. 99, № 1, p. 194—214, doi: 10.1785/0120080013.
- Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A.** Feeding volcanoes of the Kluchevskoy group from the results of local earthquake tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2011, v. 38, L09305, doi:10.1029/2011GL046957.
- Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A., Jaxybulatov K.** Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2012, doi:10.1016/j.jvolgeores.
- Kruger J.M., Johnson R.A.** Raft model of crustal extension: evidence from seismic reflection data in southeast Arizona // *Geology*, 1994, v. 22, p. 351—354.
- Lanthenbruch A.H., Sass J.H., Galanis S.P.** Feat flow in southernmost California and the origin of the Salton trough // *J. Geophys. Res.*, 1985, v. 90, № B8, p. 6709—6736.
- McKenzie D.** Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 25—32.
- Nakajima J., Hirose F., Hasegawa A.** Seismotectonics beneath the Tokyo metropolitan area, Japan: effect of slab-slab contact and overlap on seismicity // *J. Geophys. Res.*, 2009, v. 114, № B08309, doi:10.1029/2008JB006101.
- Polyansky O.P.** Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift zone: a numerical modelling approach // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, № 1—2, p. 89—115.
- Ruppel C.** Extensional processes in continental lithosphere // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B12, p. 24187—24215.
- Saintot A., Angelier J.** Tectonic paleostress fields and structural evolution of the North-West Caucasus fold- and thrust belt from late Cretaceous to Quaternary // *Tectonophysics*, 2002, v. 357, p. 1—31.
- Sobolev S.V., Babeyko A.Y., Koulakov I., Oncken O.** Mechanism of the Andean orogeny: insight from numerical modeling // *The Andes: active subduction orogeny* / Eds. O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V.A. Ramos, M.R. Strecker, P. Wigger. Dordrecht, Springer, 2006, p. 513—535.

**Strehlau J., Meissner R.** Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data // Compositions, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system. Geodyn. Ser. Eds. K. Fuchs, C. Froidevaux. Washington, AGU, 1987, v. 16, p. 69—87.

**Superplumes** / Eds. D.A. Yuen, Sh. Maruyama, B.F. Windley. Dordrecht, Springer, 2007, 510 p.

**Tamura Y., Tatsumi Y., Zhao D., Kido Y., Shukuno H.** Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 197, № 1—2, p. 105—116.

**The Andes:** active subduction orogeny / Eds. O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V.A. Ramos, M.R. Strecker, P. Wigger. Dordrecht, Springer, 2006, 610 p.

**Wernicke B.** Uniform-sense normal simple-shear of the continental lithosphere // Canad. J. Earth Sci., 1985, v. 22, p. 108—125.

**Zobak M.L., Zobak M.D.** Global pattern of tectonic stress // Nature, 1989, v. 341, p. 291—298.

*Рекомендована к печати 23 ноября 2012 г.*

*Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию*

*1 ноября 2012 г.*