

ГЕОЛОГИЯ И ГЛУБИННЫЙ ЦИКЛ УГЛЕРОДА

УДК 551.2

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ПЕТРОЛОГИИ
И СЕЙСМОТОМОГРАФИИ ДЛЯ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКИ
СУБДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Н.Л. Добрецов^{1,3}, И.Ю. Кулаков^{1,3}, К.Д. Литасов^{2,3}, Е.В. Кукарина^{1,3}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Представлен обзор имеющихся знаний о процессах субдукции, полученных методами геологии, петрологии и сейсмологии. Показана роль каждого из направлений в изучении зон субдукции, их сильные и слабые стороны. На основе анализа результатов многомасштабных томографических исследований делается предположение о многоуровневой системе миграции флюидов и расплавов над погружающимся слэбом. В работе приводятся возможные физико-химические сценарии эволюции глубинных источников вулканизма с учетом широкого круга геологических и геофизических данных. Рассмотрены два ключевых объекта. Первый — Камчатка и Япония, представляющие собой современную зону субдукции, которая активно изучается различными геолого-геофизическими методами. Исследования Камчатки и Японии подтверждают определяющую роль выплавления андезитов при субдукции океанической коры, а также сложность построения модели с независимой миграцией расплавов и флюидов. На примере Камчатки уточнена роль промежуточных камер на глубине 50—80 и около 30 км и показано значение малоглубинных камер как этапов подготовки к извержению. Второй объект — Кокчетавский массив, который представляет собой вынесенный на поверхность фрагмент древней зоны субдукции. Эксгумация пород, претерпевших субдукцию, дает возможность напрямую исследовать состав и возраст расплавов, сопутствовавших субдукции на протяжении всей жизни процесса.

Субдукция, вулканы, состав лав, миграция расплавов и флюидов, фазовые переходы, дегидратация, сейсмичность, Камчатка, Кокчетав.

AN INTEGRATE MODEL OF SUBDUCTION: CONTRIBUTIONS FROM GEOLOGY,
EXPERIMENTAL PETROLOGY, AND SEISMIC TOMOGRAPHY

N.L. Dobretsov, I.Yu. Koulakov, K.D. Litasov, and E.V. Kukarina

We summarize the available knowledge of subduction gained from geology, petrology, and seismology and consider the advantages and drawbacks of each method. Regional and local seismic tomography reveals complex systems of fluid and melt migration at different depths above subducting slabs. The physicochemical evolution of the magma storage system maintaining active volcanism is modeled with reference to a wealth of geological and geophysical data. Subduction-related processes are discussed by the examples of active (Kamchatka and Japan arcs) and ancient (Kokchetav metamorphic complex) subduction zones. Comprehensive geological and geophysical studies in Kamchatka and Japan prove the leading role of andesite magma in subduction of oceanic crust and, on the other hand, show that modeling independent migration paths of melts and fluids is problematic. The case study of Kamchatka provides more insights into melting in intermediate magma reservoirs at depths of about 50–80 and 30 km and highlights the significance of shallow magma sources at the pre-eruption stage. The Kokchetav metamorphics, which are exhumed suprasubduction rocks, offer an exceptional opportunity to estimate directly the compositions and ages of subduction-related melts.

Subduction, volcano, lava composition, migration of melts and fluids, phase change, dehydration, seismicity, Kamchatka, Kokchetav

ВВЕДЕНИЕ

Базовой моделью для современной геодинамики (тектоники плит и ее вариаций) является модель перестраиваемых в пространстве и во времени конвективных ячеек в астеносфере Земли. Обобщенная схема астеносферных течений в одной ячейке под океаном показана на рис. 1. Ключевыми элементами такой ячейки (и всей геодинамической системы) являются локализованные восходящие потоки в осевой части срединно-океанических хребтов (СОХ) и нисходящее погружение плит сформировавшейся океанической литосферы в зонах субдукции под континент или островную дугу [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010]. Вблизи СОХ формируется режим пограничного слоя, где отчетливо выражен максимум скорости течений, максимум профиля температуры и где обязательно возникают поперечные валиковые течения, перпендикулярные плоскости рисунка (разрез I-I, см. рис. 1), обуславливающие трансформные разломы поперек оси СОХ. Расстояние между трансформными разломами варьирует здесь между $0.5l-0.3l$, где l — мощность астеносферы [Добрецов и др., 2001].

Ближе к зоне субдукции, когда интенсивность течения уменьшается и его показатель Ra (число Рэлея) становится менее $5 \cdot 10^5$, режим течения приближается к свободной конвекции, поперечные конвективные валики укрупняются (разрез II-II, см. рис. 1) и размываются, а трансформные разломы исчезают.

Отметим, что на рис. 1 в осевой зоне СОХ непрерывно извергаются базальты постоянного состава (MORB), а над зоной субдукции преобладают андезиты (And). Такое изменение составов вытекает из экспериментальных работ [Ringwood, Green, 1964, 1966]. Идея двухэтапного образования коры и соответствующего магматизма была подчеркнута В.С. Соболевым [Соболев, Соболев, 1975; Соболев, 1976], который показал, что только в зонах субдукции первичный оливинсодержащий базальт состава MORB превращается в кварцсодержащий эколгит, частичное плавление которого в присутствии воды может дать андезитовый расплав или при более масштабном плавлении — первичный андезит (адакит). Важно подчеркнуть, что, несмотря на вариации условий в зонах СОХ и субдукции, составы MORB и адакитов остаются в среднем постоянными в течение всей истории Земли [Maruyama, 1994; Martin et al., 2005; Батанова, Савельева, 2009].

До середины 90-х годов прошлого века упрощенная схема субдукции и модель прямого выплавления андезитовых магм с глубин 100—120 км из верхней части субдукционного слэба сомнения не вызывала [Marsh, Carmichael, 1974; Ueda, 1982; Marsh, 1982; Stein, Stein, 1992; Добрецов, Кирияшкин, 1997]. Но затем выяснилось, что упрощенное распределение температур в зоне субдукции [Ueda, 1982; Stein, Stein, 1992] требует корректировки, а выплавление базальтов в надсубдукционной зоне под влиянием флюидов, поднимающихся из зоны субдукции [Tatsumi, 1989], оказалось более предпочтительной моделью, поскольку во многих субдукционных зонах базальты преобладают, а адакиты (андезиты с

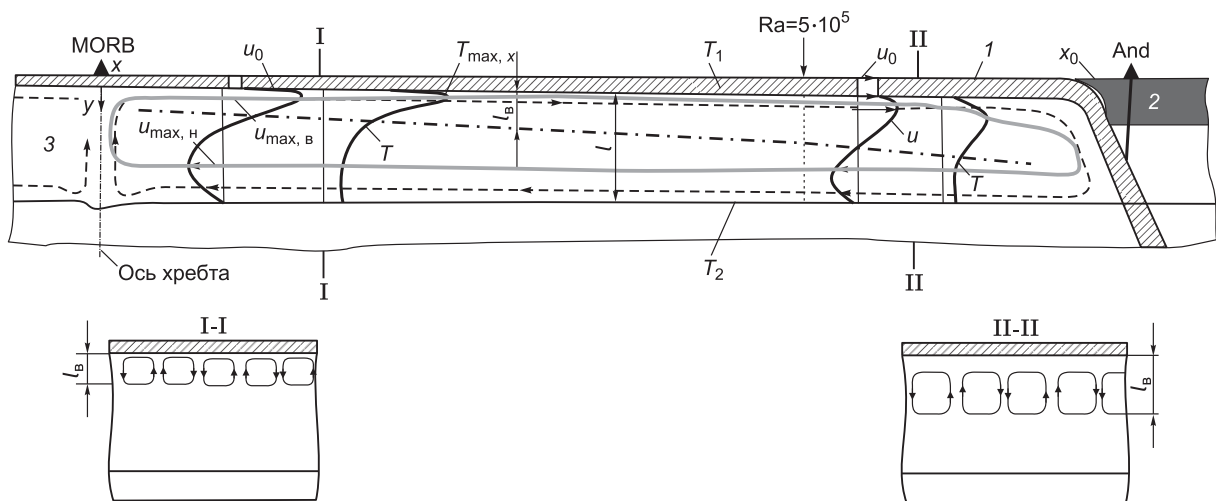


Рис. 1. Обобщенная схема астеносферных течений под океаном.

$1, 2$ — океаническая и континентальная литосферы; 3 — астеносфера. Нанесены профили скорости течения u и температуры T в астеносфере. Штриховая линия проходит через максимумы температур по толщине слоя в сечении x ($T_{\max, x}$), сплошная серая линия проходит через верхние и нижние максимумы скоростей ($u_{\max, v}, u_{\max, n}$). T_1 — температура литосферы, T_2 — нижней мантии. Штрихпунктирная линия разделяет зону с погранслоем и зону свободной конвекции. u_0 — скорость движения океанической литосферы, x_0 — длина астеносферного слоя, равная расстоянию от оси срединно-океанического хребта (СОХ) до зоны субдукции или до континента. l — мощность астеносферы, l_v — мощность погранслоя (валикового слоя), Ra — число Рэлея. Разрезы I-I и II-II в сечениях I-I и II-II, перпендикулярных плоскости рисунка [Добрецов и др., 2001].

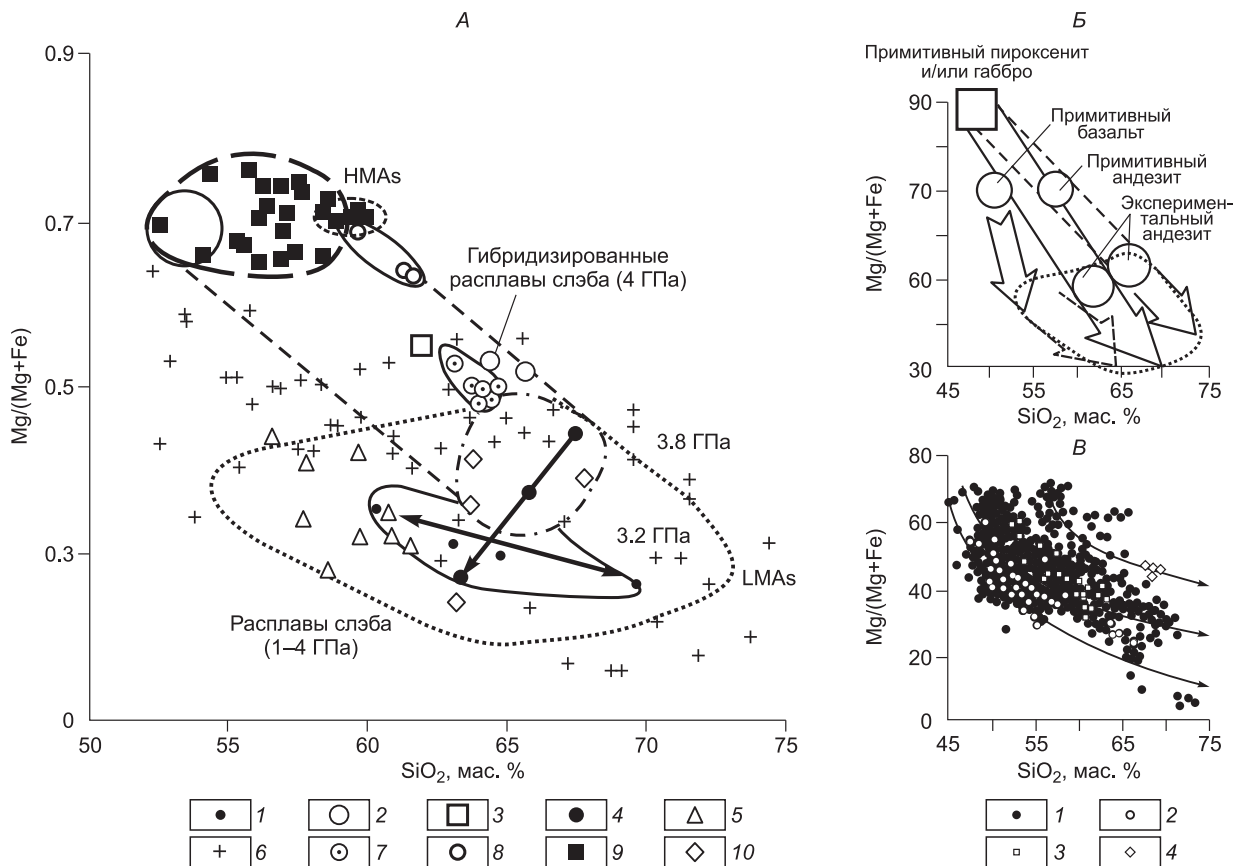


Рис. 2. Сопоставление экспериментальных данных с полями низкомагнезиальных андезитов (LMAs) и высокомагнезиальных адакитов и андезитобазальтов (HMAs) [Martin et al., 2005] (A); теоретическое соотношение предполагаемых примитивных базальтов и андезитов с экспериментальными андезитами (A) и с кумулятами, накопленными в виде пироксенитов (или меланогаббро) в камере на уровне 30 км (B); пути дифференциации примитивных базальтов или андезитов на примере вулканитов Алеутской дуги (B).

A — стрелками показаны возможные тренды дифференциации расплавов, по [Добрецов, 2010] с дополнениями. 1 — частичное плавление АВ-1 (1—3 ГПа); 2 — расплав АВ-1, гибридный KLB-1; 3 — расплав АВ-1, гибридный AVX-51; 4 — расплав АВ-1 при 3.2 и 3.8 ГПа; 5 — расплавные включения в породах островных дуг; 6 — адакиты современных островных дуг; 7 — низкомагнезиальные адакиты Южных Анд; 8 — высокомагнезиальные адакиты Южных Анд; 9 — магнезиальные адакиты Сэтоачи, Юго-Восточная Япония; 10 — жилы адакитов в перидотитах Северной Камчатки [Widom et al., 2003]; B — 1 — все данные; 2 — Омок; 3 — Сегуам; 4 — Пийп. B и B — по [Kelemen et al., 2004] с изменениями.

фенокристаллами амфибола) относительно редки. Тем не менее после 2001 г. стали возвращаться к модели прямого выплавления андезитов и риолитов из базальтовой коры и осадков погружающегося слэба. Этому способствовало более детальное изучение петрологии и геохимии субдукционных магматических пород, сводка по которым [Kelemen et al., 2004] показала, что андезиты преобладают в континентальных зонах андийского типа, в интрузивных эквивалентах (кварцевые диориты), часто и в островных дугах типа Алеутской, Камчатской, Японской [Добрецов и др., 2013]. К этому же выводу привело экспериментальное выплавление из составов типа MORB андезитовых и риолитовых расплавов при давлении 3—4 ГПа и наличии воды (рис. 2, A) [Martin et al., 2005]. Рис. 2, B иллюстрирует проблему реститов (пироксенитов), которые должны были накапливаться в нижней части коры при преобладании андезитов, образовавшихся путем кристаллизационной дифференциации базальтов, чего на самом деле не происходит.

В последние годы появилось также множество численных моделей [Gerya et al., 2004; Gerya, 2011], анализирующих разные стороны процессов субдукции. Но разнообразие геодинамических обстановок и состава вулканитов оказалось настолько велико, что можно найти соответствие моделям в одних дугах и несоответствие в других. К тому же многие проблемы субдукционного магматизма остались дискуссионными или нерешенными.

Большой пласт информации о процессах в зонах субдукции получен с помощью различных сейсмологических исследований, которые активно развиваются в последние десятилетия. В данной статье мы приводим обзор основных методов и указываем на их сильные и слабые стороны при изучении геодинамических процессов.

На основании этого мы проанализировали главные нерешенные проблемы зон субдукции и сопоставили их с экспериментальными оценками и накопленными геолого-петрологическими и сейсмологическими данными, взяв за основу полигон Камчатки и Японских островов (в отношении геологии и сейсмоотографии) и Кокчетавский массив (как основу реально установленных параметров в глубоких частях субдукционных зон — 150—180 км).

НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЗОН СУБДУКЦИИ

Прежде всего, само наличие интенсивного магматизма и высокого теплового потока над зонами субдукции является парадоксальной и до сих пор нерешенной проблемой. Погружение холодной плиты в глубь мантии должно понижать температуру в мантийном клине и не давать возможности появления силикатных расплавов. Но парадокс заключается в том, что погружающаяся плита является также эффективным и пока единственным доказанным транспортером в мантию H_2O (а также в небольшом количестве CO_2 и некоторых других летучих) и окисленных минералов (в виде Fe_3O_4 , Fe_2O_3 , $Fe(OH)_3$ и др.).

Это обуславливает обводнение и окисление мантии (в том числе серпентинизацию с магнетитом на определенной глубине в определенных зонах), а за счет вещества коры слэба — появление относительно низкотемпературного риолитового (или андезитового, в зависимости от степени плавления) расплава при температуре 850—1100 °С, в котором будет растворяться появляющийся или мигрирующий флюид. Отметим, что при большом содержании летучих компонентов в расплаве он не достигнет поверхности, так как при понижении давления пересечет линию солидуса. Для сравнения полезно напомнить, что сухой солидус базальтового расплава на глубине 100—130 км будет около 1700 °С, андезита — 1600 °С [Соболев, 1976], погружение холодной плиты охлаждает мантию вблизи нее до 900—1000 °С относительно 1400—1450 °С в мантии на той же глубине вне зон субдукции и на 800—700 °С относительно сухого солидуса. Таким образом, наличие водного флюида дает эффект порядка 800 °С и компенсирует охлаждение мантии на 450—400 °С.

Образовавшийся расплав «де-факто» поднимается вверх, заполняет промежуточные камеры (прежде всего, на глубине 25—35 км, см. ниже) и изливается на поверхность в достаточно больших объемах (с удельным расходом, сопоставимым или в 2 раза меньшим, чем в СОХ).

Главную трудность для моделирования и уточнения путей миграции расплава представляет наличие трех независимых тепломассопотоков:

1. Вязкопластичное течение твердой (или с малой долей расплава) астеносферной мантии.
2. Погружение водосодержащих минералов в составе верхней части погружающейся плиты, их последовательная дегидратация в интервале 300—800 °С и миграция образовавшегося флюида вертикально вверх, наклонно вверх вдоль поверхности дегидратации или субгоризонтально вдоль фронта дегидратации (реальный вектор миграции будет результирующим из этих трех компонент).
3. Миграция образовавшегося расплава, совпадающая или чаще не совпадающая с вектором движения флюида.

Теоретически возможны три пути образования и миграции расплава.

1. Расплав образуется выше субдуктирующей плиты на глубине 50—80 км в зоне горячей мантии (при $T = 1400$ °С) под влиянием водного флюида, поднимающегося из зоны дегидратации погружающегося слэба. Это будет магнезиальный, часто высокоглиноземистый базальт при плавлении оливинового вебстерита [Tatsumi, 1989; Арискин и др., 1995]. Зона плавления поддерживается интенсивным потоком флюида и конвекцией в надсубдукционном клине, обеспечивающими постоянство температуры и подток свежей мантии с дополнительным количеством CaO , Al_2O_3 и др. Недостаточная скорость этих двух процессов приведет к исчезновению зоны плавления.

2. Высоководный риолит-андезитовый расплав формируется в верхней части субдуктирующей плиты на глубине 100—120 км, откуда он будет подниматься с тремя подвариантами: а) прореагировать с горячей мантией на глубине 50—80 км по схеме, изложенной в п. 1; б) подняться до основания коры с образованием промежуточной камеры, что подтверждается сейсмоотографическими данными, причем эта камера может стать главным регулятором извержений; она может формироваться и для богатых алюминием базальтов; в) прорваться прямо к поверхности или до малоглубинных очагов, что при высоком содержании H_2O и CO_2 может приводить к взрывам и образованию кальдер.

3. Силикатный расплав или надкритический флюид-расплав формируется на глубинах 150—200 км, откуда он может: а) подниматься вверх вдоль поверхности субдуктирующего слэба до глубины 100—130 км, формируя более крупные скопления расплава или вскипающие камеры (при распаде надкритического флюид-расплава); б) прорваться до поверхности, образуя тыловые вулканические зоны.

Каждый из этих сценариев (1, 2а—2в, 3а, 3б) вполне возможен, и только конкретный анализ объема, состава и типа извержений (кальдерообразующего, в виде стратовулканов, щитовых вулканов, дацитовых куполов и др.), их вариаций в пространстве и времени позволит найти вероятный сценарий или их сочетание. К сожалению, систематический объемный анализ извержений во времени в большинстве субдукционных зон отсутствует.

Известны попытки оценить объемы извергаемого магматического материала по геофизическим данным, рассчитывая средний удельный прирост объема островодужной коры [Reymer, Schubert, 1984; Dimalanta et al., 2002]. Очевидно, что это другой анализ, чем оценка последовательности конкретных извержений. Тем не менее уточнение геофизических данных и возраста инициации (заложения) островных дуг [Dimalanta et al., 2002] позволило переоценить объемы коры в дугах западной части Тихого океана и уточнить среднюю удельную скорость наращивания островодужной коры. Она оказалась минимальной в южной части Идзу-Бонинской дуги (30 км^3 на 1 км длины за 1 млн лет), максимальной в северной части этой дуги (до $70 \text{ км}^3/\text{км}/\text{млн}$ лет), в Новогибридской дуге ($90\text{—}95 \text{ км}^3/\text{км}/\text{млн}$ лет) и средней ($45\text{—}60 \text{ км}^3/\text{км}/\text{млн}$ лет) в Марианской, Тонга и Алеутской дугах [Dimalanta et al., 2002].

В этих оценках очень много неопределенностей, прежде всего потому, что рост объема коры происходит не только (часто не столько) за счет магматизма, сколько за счет аккреционно-коллизионных процессов до и во время функционирования дуги, а также подслаивания (underplating) океанической коры под дугу в преддуговой зоне. Во-вторых, кроме поверхностных извержений до $50\text{—}60\%$ объема магматизма заключено в интрузиях и субвулканических телах, объемы которых оценить очень трудно. В-третьих, магматические породы (особенно поверхностные) эродируются и накапливаются в терригенных осадках задуговых и преддуговых бассейнов мощностью $2\text{—}10 \text{ км}$ (т.е. удаляют до 40% объема островодужной коры). В результате удельный объем вулканического материала может составлять $20\text{—}30\%$ от вышеприведенных цифр, что ближе соответствует вулканическим исследованиям (см. ниже на примере Камчатки).

Другая проблема — возраст инициации (возникновения) островных дуг. В одной из основополагающих работ [Gurnis, Hall, 2004] подчеркивается, что существенная часть молодых островных дуг (в частности, дуг с активным задуговым растяжением) показывает, что новые островные дуги возникают непрерывно, в целом опережая нормальную эволюцию океанических плит. Однако в этой проблеме тоже много неопределенностей. Во-первых, много ошибок возраста инициации конкретных дуг (например, Курило-Камчатская дуга в цитированной работе показана древнее 65 млн лет, в действительности здесь минимум две дуги с возрастом инициации 14 и 42 млн лет, см. ниже). Во-вторых, желательно найти важнейшие импульсы в формировании островных дуг. В работе [Gurnis, Hall, 2004] показаны два таких импульса (млн лет): $7\text{—}14$ (в среднем 10) и $42\text{—}48$ (в среднем 45), оба Камчатских пояса попадают в эти два импульса. К ним можно добавить два импульса в меловом периоде — около 75 и 105 млн лет на основании оценок возникновения ископаемых дуг [Соколов, 2003; Соловьев, 2008].

В результате намечаются импульсы возникновения новых островных дуг через $30\text{—}35 \text{ млн}$ лет ($10, 45, 75, 105 \text{ млн}$ лет), причем они запаздывают в среднем на 15 лет (а не опережают!) относительно времени ускорения конвекции в астеносфере, вызываемые максимумами мантийных плюмов $15, 60, 90, 120 \text{ млн}$ лет [Добрецов и др., 2001].

Среди новых субдукционных зон выделяют вынужденные (иницированные) и случайные [Stern, 2004; Nikolaeva et al., 2010; Duretz et al., 2011]. Но на самом деле практически все островные дуги являются иницированными за счет изменения общего ансамбля движущихся литосферных плит. Например, Идзу-Бонинская и Марианская дуги, возникшие около $45\text{—}48 \text{ млн}$ лет на месте бывших трансформных разломов случайным образом [Stern, 2004; Nikolaeva et al., 2010; Duretz et al., 2011], реально обусловлены изменением движения Тихоокеанской плиты с субмеридиального на северо-западное, что отчетливо видно по развороту Императорско-Гавайской плюмовой вулканической цепи в интервале $45\text{—}47 \text{ млн}$ лет. Омоложение возраста инициации привело к увеличению оценки скорости роста островодужной коры до $60\text{—}90 \text{ км}^3/\text{км}/\text{млн}$ лет [Dimalanta et al., 2002] по сравнению с первоначальной оценкой $20\text{—}40 \text{ км}^3/\text{км}/\text{млн}$ лет [Reymer, Schubert, 1984].

Таким образом, анализ возникновения новых островных дуг и эпизодов задугового спрединга [Clark et al., 2008] важен для оценки баланса движущих сил в зонах субдукции [Gurnis, Hall, 2004], эволюции стрессовых сил [Duretz et al., 2011], эпизодов островодужного магматизма и задугового осадконакопления [Dimalanta et al., 2002; Clark et al., 2008], а также общего баланса сил и масс в масштабе всей планеты [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов и др., 2001; Condie, 2005; Добрецов, 2010].

Еще одной задачей является нахождение древних зон субдукции. Наиболее древние из них можно выявить по геологическим данным, однако для молодых это практически невозможно. Тем не менее существуют примеры обнаружения недавно отмерших субдукционных зон. Так, А.В. Яковлев с соавторами [2012] с помощью сейсмической томографии выявили существование высокоскоростной аномалии под Анюйским швом (Арктика), которая в дальнейшем была интерпретирована как слэб недавно исчезнувшей Анюйской зоны субдукции [Кулаков и др., 2013].

Важнейшая сторона взаимосвязанных проблем плавления и теплопереноса в зонах субдукции — потоки флюидов и возможная их локализация в двойных зонах сейсмичности на глубине первых 10 км от верхнего контакта погружающейся плиты и на глубине 25—30 км от этого контакта. Природа нижней зоны (около 30 км) менее понятна. Впервые она была связана с зоной дегидратации серпентина в верхней части погружающейся литосферной мантии в статье [Peacock, 2001]. В более поздней работе [Faccenda et al., 2009] были сформулированы и подтверждены численным моделированием механизмы развития перекрестной трещиноватости вплоть до глубин 25—30 км от поверхности слэба в зоне его изгиба перед глубоководным желобом, с перепадами скорости деформирования на 4—6 порядков в этой зоне. Ширина зоны, видимой и на космических снимках, достигает 250 км и сменяется вглубь по падению слэба зоной микротрещиноватости с небольшими перепадами скорости деформирования (около одного порядка). В работе [Faccenda et al., 2009] обосновывается необходимость избыточного тектонического давления, чтобы закачивать (pumping) флюид в глубь плиты.

Более вероятным представляется выделение флюида при дегидратации верхней части слэба, в которой гидратированные минералы (серпентин, тальк, хлорит, пумпеллит, цеолиты и др.) формировались еще в зоне СОХ, где существует самая мощная в мире гидротермальная система. По оценкам А.П. Лисицына [2009], через эту систему может быть профильтрован весь объем мирового океана 10—100 раз за время, сопоставимое с возрастом существующей океанической коры (200 млн лет). Гидратации подвергаются минералы в нисходящих ветвях системы СОХ до глубины 10—15 км. Дополнительная гидратация (полная серпентинизация перидотитов и зеленокаменное перерождение базальтов) может происходить в зонах трансформных разломов, где нисходящие ветви валиковых течений могут достигать требуемой глубины 30 км (разрез I-I, см. рис. 1).

На наш взгляд, удачная модель ступенчатой дегидратации погружающегося слэба, контролируемой двумя уровнями зон сейсмичности, описана в работе [Kogiso et al., 2009] и показана на рис. 3. Верхний уровень сейсмичности отражает реакции дегидратации в погружающейся базальтовой коре мощностью около 7 км (+1—2 км погружающихся осадков), ниже и выше этого слоя (см. рис. 3, А) — реакции дегидратации в системе перидотит + H₂O при переменных *PT*-условиях [Omori et al., 2002]. При оценке температурного поля (см. рис. 3, Б) кроме *PT*-кривых дегидратации использованы оценки температуры магмы в промежуточных очагах 1250—1300 °С при 1.0—1.5 ГПа [Ueki, Iwamori, 2007]. Положение промежуточных очагов двойной сейсмической зоны показано в соответствии с сейсмотомографическими данными [Nakajima et al., 2001, 2009] и распределением землетрясений в погружающемся слэбе в направлении северной части о. Хонсю [Kita et al., 2006, 2009]. При этом в работе [Kogiso et al., 2009] используется гипотеза хрупкого деформирования при дегидратации (dehydration embrittlement) с выделением флюида в ранее подготовленную систему ослабленных зон погружающегося слэба [Faccenda et al., 2009].

В результате, как показано на рис. 3, А, слой базальтовой коры с осадками при погружении последовательно превращается в зеленые сланцы, голубые сланцы, эпидотовые эклогиты и амфиболовые эклогиты (синяя зона, см. рис. 3, А). Ниже ее по падению показаны зоны — переходная и частичного плавления. Выше синей зоны (см. рис. 3, А) выделена область устойчивости $Spr + Chl + Tc$ с узкой каймой хлорита, которая примерно соответствует зоне углового течения [Peacock, 1996] или субдукционного клина [Dobretsov, Kiryashkin, 1992]. Здесь допускаются сложные серпентинитовые диапиры, достигающие плавления [Castro, Gerya, 2008], но их значение, по нашему мнению, преувеличено. Ниже синего корового слоя — широкое поле устойчивости $Spr + Chl + Bt + Tc$ в погружающемся перидотите слэба, окруженное зоной $Spr + Chl$.

Миграция флюида (см. рис. 3, А) показана вертикальными стрелками вверх, хотя можно допустить и горизонтальную миграцию (например, вдоль насыщенного флюидом слоя на глубине 60—70 км, см. рис. 3, Б) или даже вниз по падению слэба навстречу зоне плавления, где расплав может «впитывать» флюид. Более схематично показано движение расплава на рис. 3, А и более правдоподобно на рис. 3, Б, где штриховыми черными линиями показаны две зоны фильтрации расплава с образованием промежуточных камер, подтверждаемых данными сейсмической томографии [Nakajima et al., 2001, 2009]. Более широкая зона фильтрации и крупные промежуточные очаги соответствуют магматическому фронту (влк. Курикома, см. рис. 3).

Важным дополнением, отмеченным выше, является допущение о существовании надкритического флюида на глубинах 110—200 км. Линия перехода (с распадом на менее водный расплав и флюид) показана серой горизонтальной штриховой линией на глубине 110 км (см. рис. 3, А) и переходной зоной на глубине 120—140 км (см. рис. 3, Б). Распад надкритической жидкости может существенно изменить динамику движения расплава и флюида. Эта проблема будет обсуждена в следующем разделе статьи, а сама модель движения флюидов и расплава (см. рис. 3) будет ниже сопоставлена с геолого-петрологическими и сейсмотомографическими данными по Камчатке.

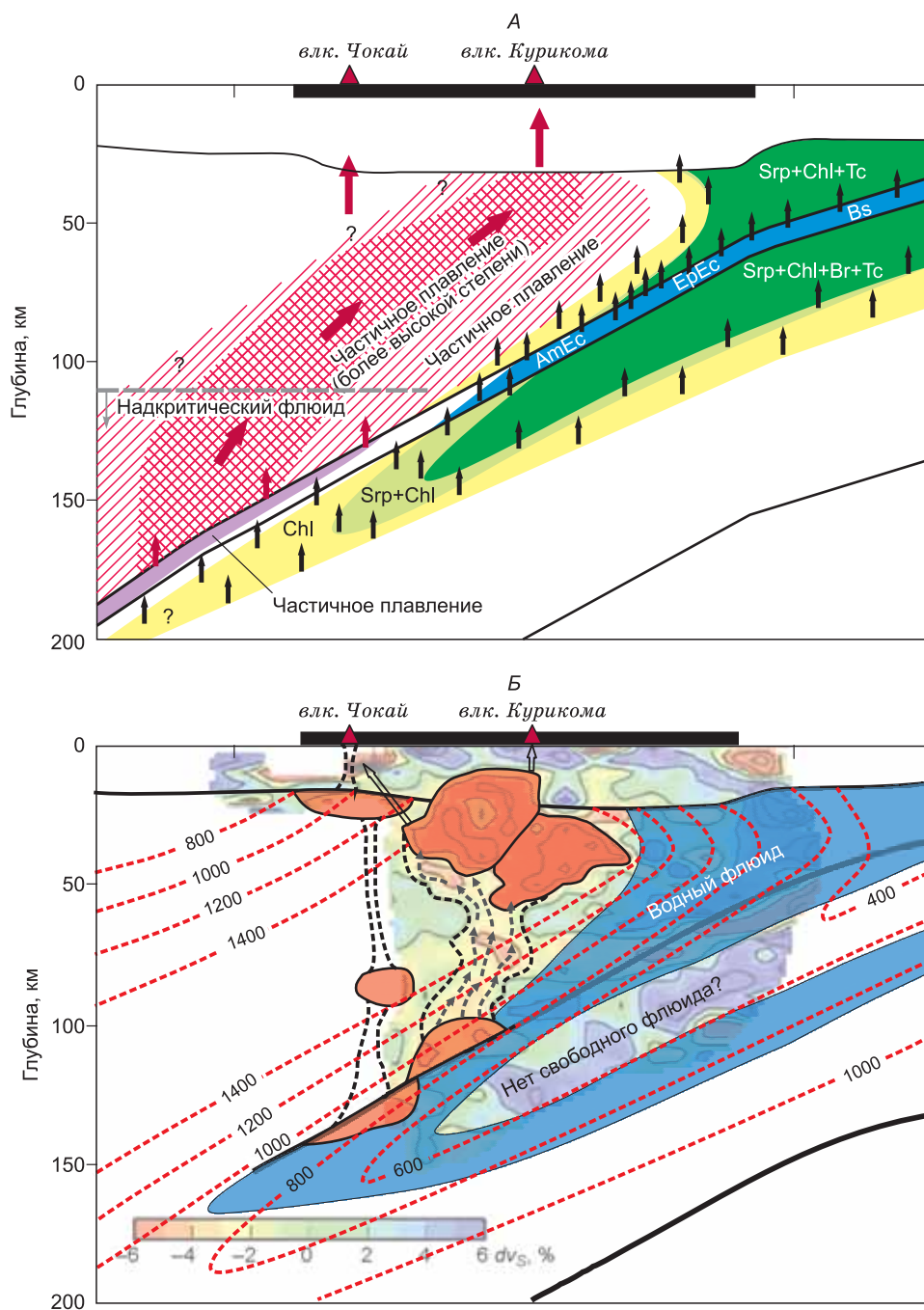


Рис. 3. Модель отделения расплавов и флюидов в зоне субдукции [Kogiso et al., 2009] с изменениями.

А — схема фазовых переходов, плавления и подъема расплавов в зоне субдукции Японской дуги; *Б* — изотермы (°С), зоны концентрации флюидов, надкритического флюида и расплавов, наложенные на результаты сейсмической томографии [Nakajima et al., 2009]. Srp — серпентин, Chl — хлорит, AmEc — амфиболовые эклогиты, EpEc — эпидотовые эклогиты, Br — брусит, Bs — голубые сланцы, Tc — тальк. Описание см. в тексте.

Из вышеприведенного критического анализа нерешенных проблем магматизма зон субдукции вытекают следующие первоочередные задачи будущих исследований.

1. Разработка модели трехскоростной системы течений (астеносферы, расплава, флюида), увязанной с сейсмотомографией и петрологией и сбалансированной по расходам расплава, флюида и материала погружающейся плиты. Особые проблемы представляют моделирование вулканизма взрывного характера (с образованием крупных кальдер) и трехмерное моделирование. Первый опыт такого

трехмерного моделирования [Honda et al., 2010] показал большую роль химико-плотностных аномалий (при насыщении флюидом и др.)

2. Построение системы промежуточных камер над зоной субдукции и ее согласование как с современными (рис. 3, Б), так и древними глубокоэродированными островными дугами, с учетом ранее предложенных схем [Gerya et al., 2004; Лаверов и др., 2005; Иванов, 2008; Изох и др., 2010].

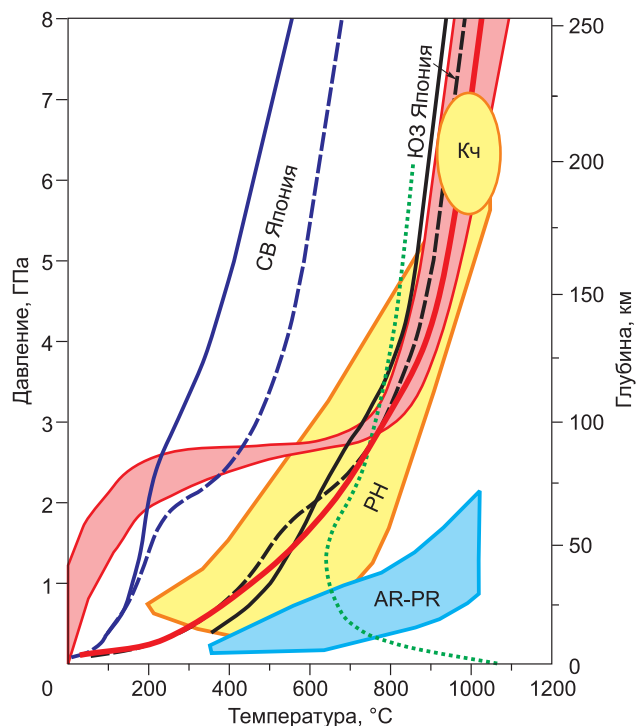
3. Решение проблемы надкритической жидкости и ее влияние на функционирование гидротермально-магматических систем в зонах субдукции.

4. Дальнейшая разработка моделей инициации и начальных стадий развития зон субдукций, а также их затухания, в том числе в аспекте закономерных импульсов, связанных с ускорениями конвекции в астеносфере и их корреляции с максимумами мантийных плюмов [Turcotte, Schubert, 1982; Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010].

Другие проблемы, сформулированные в работе [Gerya, 2011], потребуют своего внимания по мере решения первоочередных задач.

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ФЛЮИДОМ, РАСПЛАВОМ И СВЕРХКРИТИЧЕСКИМ ФЛЮИД-РАСПЛАВОМ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

В пределах погружающихся холодных субдукционных плит температура оказывается гораздо ниже окружающей мантии. На рис. 4 показаны модельные *PT*-профили, рассчитанные для реальных субдукционных плит Японско-Камчатской зоны по данным разных авторов [Peacock, Wang, 1999; Syracuse et al., 2010]. Следует отметить, что в пределах субдукционной плиты наиболее холодная зона по вышеприведенным моделям располагается примерно на границе между базальтовым и перидотитовым слоями — границе Мохо (при мощности базальтового слоя ~ 7 км), по другим моделям — мигрирует от верхнего контакта погружающейся плиты в глубь плиты с повышением глубины и с течением времени [Добрецов и др., 2001; Реасок, 2001]. Также необходимо помнить, что температуры субдукции в геологическом прошлом могли быть выше современных, на что указывают некоторые доступные оценки, приведенные схематично на рис. 4. В работе [Maruyama, Liou, 2005] отмечается, что в интервале 750—630 млн л.н. произошла достаточно резкая смена режимов субдукции с более горячих на более холодные, а интервал 1000—750 млн лет в конце протерозоя лет может характеризовать в целом замиранье мантийной конвекции, субдукции и маркирует возможное время максимумов оледенения (snowball Earth) [Maruyama, Liou, 2005; Добрецов, 2010]. Важно отметить, что оценки *PT*-параметров для эксгумированных пород высокобарических метаморфических комплексов соответствуют наиболее горячим *PT*-профилям современной субдукции (см. рис. 4) и, возможно, отражают типичные, а не только самые горячие *PT*-тренды субдукционных зон [Добрецов, 2010]. Для нашей работы мы выбрали *PT*-профиль субдукции средний для Японско-Камчатской зоны слэбов, начиная от плиты Рюкю на юге, согласно



работе [Syracuse et al., 2010], без низкотемпературного прогиба на глубинах менее 80 км (что неважно в рамках настоящего исследования).

Рис. 4. Температурные режимы современных и древних зон субдукции, согласно данным разных авторов.

Модельные *PT*-профили для Японской, Курильской и Камчатской дуг показаны розовым полем по данным работы [Syracuse et al., 2010]. Подписаны *PT*-профили, оцененные для Японской дуги по комбинации петрологических и геофизических данных и термодинамического анализа [Peacock, Wang, 1999]. Штриховые линии — верхняя граница субдукционной плиты, сплошные — нижняя граница слоя океанической коры, красная — средний *PT*-профиль для Японско-Камчатской зоны на границе субдукционной плиты и литосферы, использованный в данной работе. Полями показаны данные для субдукционных пород (эклогитов, гранулитов и зеленых сланцев) разных возрастов: AR—PR (архей—протерозой) и PH (фанерозой), по [Добрецов и др., 2001; Maruyama, Liou, 2005; Добрецов, 2010]. Отдельно выделены параметры пика метаморфизма Кочетавского массива (Кч) по данным работы [Korsakov, Hertmann, 2006]. Пунктирная зеленая линия — солидус мафического базальта [Liu et al., 1996; Schmidt, Poli, 1998].

Моделирование термической структуры и плавления в мантийном клине во многом основывается на экспериментальных данных по фазовым диаграммам в гранитных, субгранитных (метапелитовых), базальтовых и перидотитовых системах. Дегидратация и плавление слэбов на основании экспериментальных данных детально моделировались во многих работах [Schmidt, Poli, 1998, 2003; Hacker et al., 2003a; Martin et al., 2005; Litasov, Ohtani, 2007; Kogiso et al., 2009; Omori et al., 2009]. Основные фазовые соотношения показаны на рис. 5. Дегидратация и плавление в субдукционной плите контролируются стабильностью водосодержащих и, в меньшей степени, карбонатных фаз. При температурах ниже солидуса перидотитов происходит в основном дегидратация слэба с выделением высоководного флюида, который может реагировать с породами мантийного клина. При более высокой температуре выше солидуса пород происходит существенное плавление с образованием андезит-дацит-риолитовых расплавов (см. рис. 5).

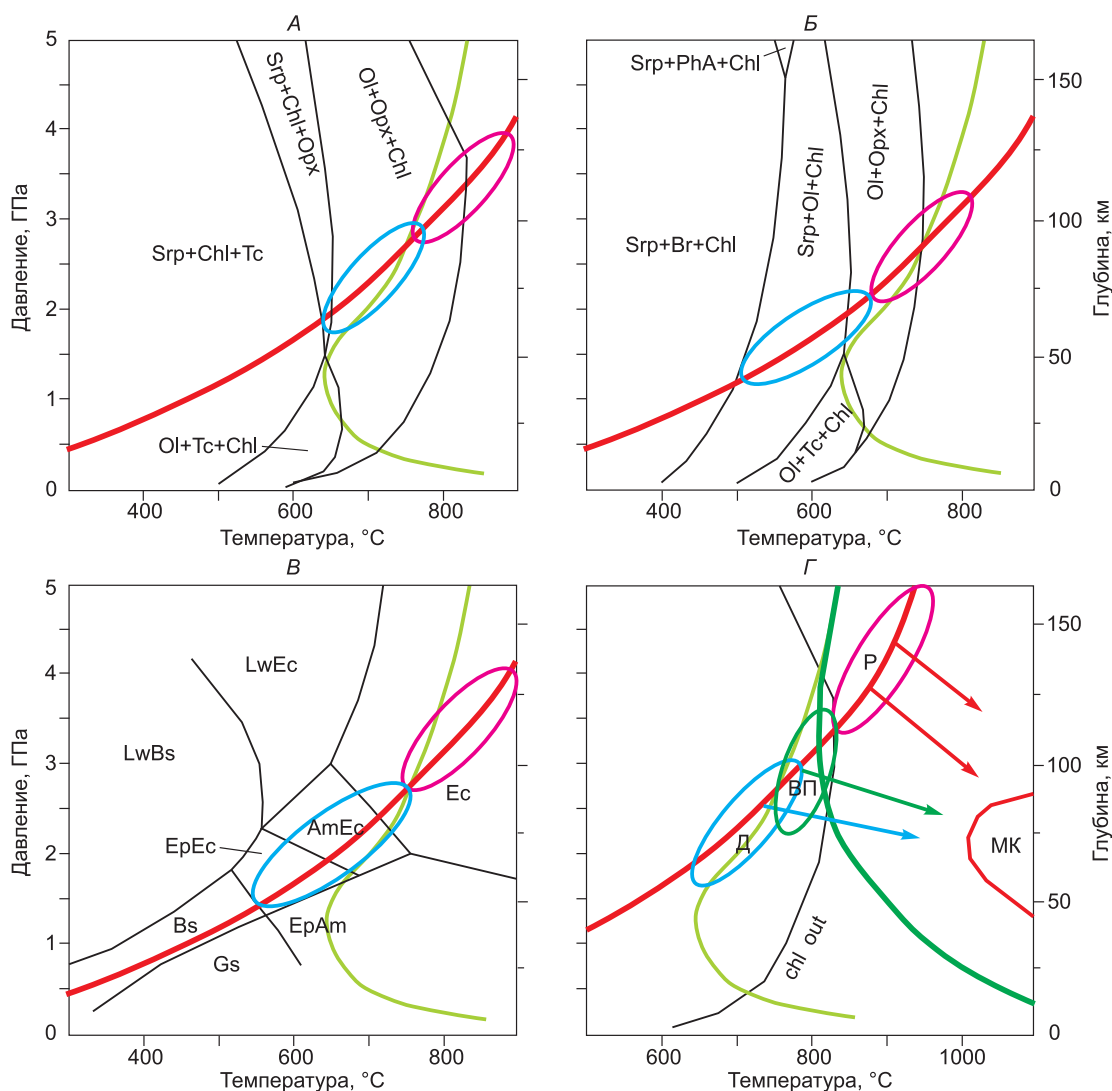


Рис. 5. *PT*-диаграммы основных гидратированных пород, представленных в субдукционной плите, по [Hacker et al., 2003a; Litasov, Ohtani, 2007; Omori et al., 2009; Kogiso et al., 2009].

A и *B* — перидотит и гарцбургит в системе MASH. *Ol* — оливин, *PhA* — фаза *A. B* — базальт MORB в системе NCFMASH. Поля метаморфических фаций: *Gs* — зеленые сланцы, *LwBS* — лавсонитовые голубые сланцы, *LwEc* — лавсонитовые эклогиты, *EpAm* — эпидотовые амфиболиты, *Ec* — эклогиты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3. *Г* — солидусы водонасыщенных базальтов [Liu et al., 1996; Schmidt, Poli, 1998] и перидотитов [Grove et al., 2006], показанные разными зелеными линиями. Максимальные различия между ними на глубине 50—30 км. Красная линия — профиль субдукционных плит Японской, Курильской и Камчатской дуг (см. рис. 4), голубым овалом обозначена область начальной дегидратации плиты, розовым овалом — область начального плавления плиты. Стрелками на части *Г* показано направление движения флюидов и расплавов в мантийном клине (см. рис. 7). *Д* — дегидратация, *ВП* — плавление в водонасыщенных условиях, *P* — расплав, плавление в недонасыщенных водой условиях, *МК* — мантийный клин.

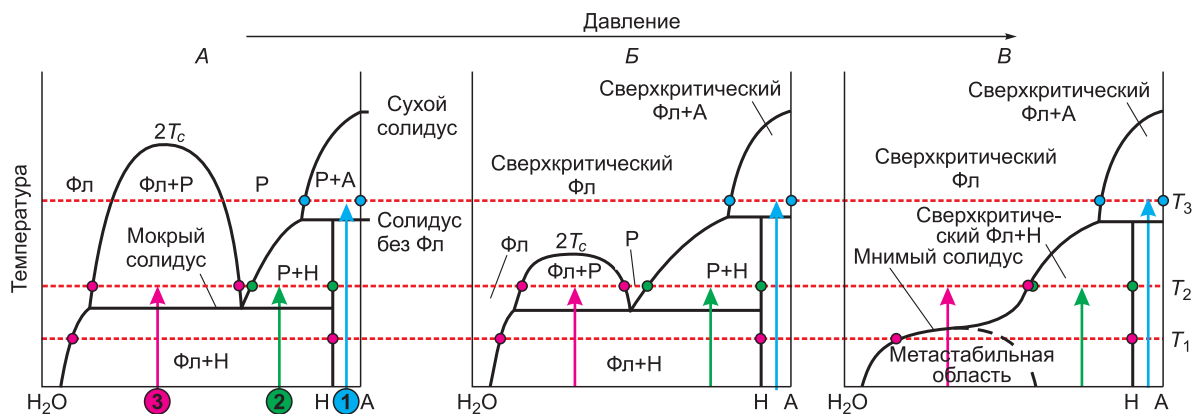


Рис. 6. Схематическая фазовая диаграмма минерал(A)—H₂O с промежуточным составом водосодержащей фазы Н, по [Kawamoto et al., 2004] с изменениями.

A—B — описание см. в тексте. С увеличением давления критическая температура (T_c) снижается (A, B). При достижении T_c солидуса системы (во второй критической точке $2T_c$) различия между водным флюидом и расплавом стираются. В этом случае не существует водонасыщенного солидуса системы. 1, 2, 3 — состав системы с различным содержанием H₂O. Точками показаны составы твердых и жидких фаз при температурах T_1 , T_2 и T_3 . Фл — флюид, P — расплав.

Образование островодужных магм и процессы в мантийном клине в значительной степени определяются реакциями с водосодержащими компонентами погружающейся плиты: водным флюидом, водосодержащим расплавом, сверхкритическим флюидом (или флюид-расплавом). Эти компоненты влияют на петрохимический состав мантийных выплавов базальтов и андезитов, а также во многом определяют их геохимические характеристики. Соотношения между этими компонентами показаны на схематических фазовых диаграммах на рис. 6. С увеличением давления взаимная растворимость водного флюида и водосодержащих силикатных расплавов увеличивается. Таким образом, при некотором давлении и температуре различия между флюидом и водосодержащим расплавом стираются. Эта точка на фазовых диаграммах называется второй критической точкой (далее $2T_c$) (см. рис. 6). При давлении выше $2T_c$ не существует флюидонасыщенного солидуса системы. Можно определить лишь мнимый солидус, при температуре которого флюидонасыщенная система переходит из метастабильного состояния в область сверхкритического флюида (см. рис. 6, B). Можно выделить три области составов, характеризующие процесс разделения флюидной и расплавной фаз. В случае маловодного состава 1 плавление происходит ниже температуры T_3 за счет инконгруэнтного плавления водосодержащей фазы (Н) и не зависит от положения критической точки (см. рис. 6). При более высоком содержании H₂O (состав 2) мы имеем вторую критическую точку и переход в сверхкритическую область, однако разница между докритическим и надкритическим состоянием небольшая, в обоих случаях при переходе от T_1 к T_2 происходит примерно одинаковый процесс плавления. При этом состав расплава и состав сверхкритического флюид-расплава примерно одинаков (см. рис. 6, A, B). Существенное значение несмесимость между флюидом и расплавом приобретает только в системах с высоким содержанием H₂O (состав 3). В этом случае в сверхкритической области образуется силикатный флюид-расплав с изменением состава флюид-расплава от менее водного при T_2 до высоководного при T_3 (см. рис. 6, B), в докритической области — силикатный расплав и высоководный флюид (при температуре T_2 , см. рис. 6, A, B).

Экспериментальное определение $2T_c$ является довольно сложной задачей. Очевидно, что с увеличением содержания SiO₂ в системе положение $2T_c$ смещается в область низких давлений. Положение $2T_c$ в системах кварц—H₂O и альбит—H₂O соответствует давлениям 1.0—1.5 ГПа. Однако далее в различных системах силикат—H₂O $2T_c$ была установлена в широком интервале давлений и температур и пока трудно говорить о согласии в данном вопросе. Экспериментальные определения $2T_c$ в системах силикат—H₂O суммированы на рис. 7, A. Авторы работы [Stalder et al., 2001] предположили, что в перидотитовой системе MgO—SiO₂—H₂O $2T_c$ расположена при 12 ГПа и 1000—1100 °С. В системе эклогит—H₂O $2T_c$ была помещена при 5—6 ГПа и 1000—1100 °С [Kessel et al., 2005]. В этих работах использовался метод измерения состава флюида/расплава с помощью алмазной ловушки. Скорее всего, эти данные являются наиболее достоверными, так как согласуются с петрологическими данными по плавлению субдукционных пород.

С помощью метода рентгеновской радиографии (с использованием синхротронного излучения) К. Мибе с соавторами [Mibe et al., 2004, 2007] установили положение $2T_c$ при 3.8 ГПа, 1000 °С в системе

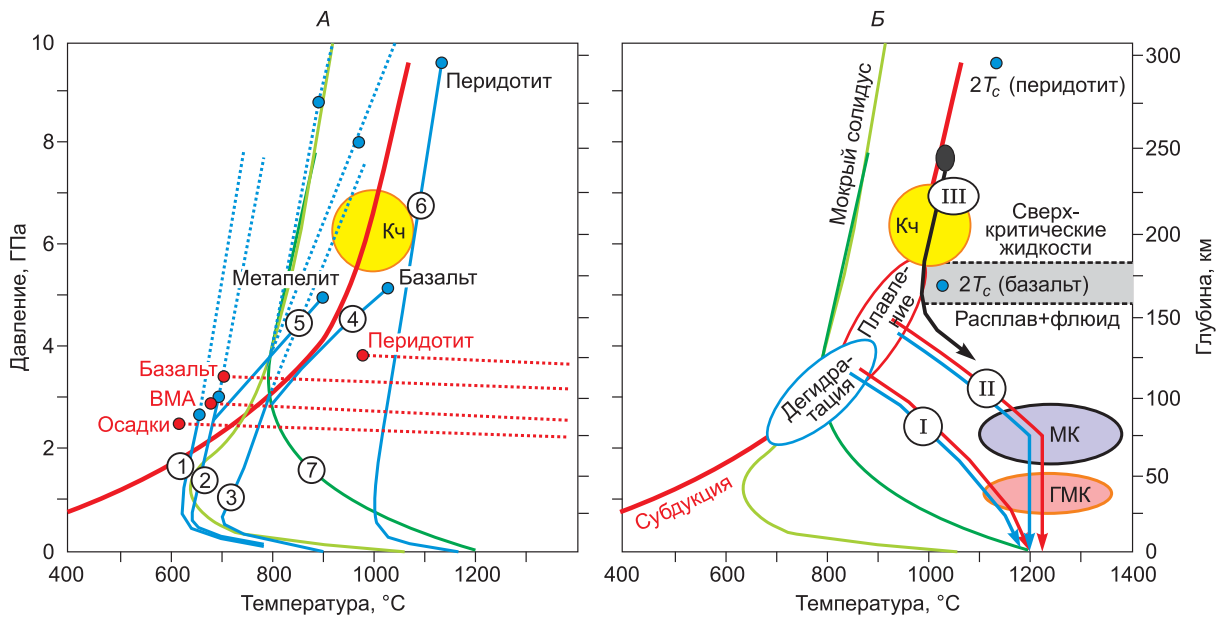


Рис. 7. PT -диаграмма, суммирующая положение солидусов и $2T_c$ для различных типов пород в зонах субдукции (А); модели движения расплавов и флюидов в мантийном клине (Б).

А — синими сплошными линиями показаны солидусы пород и критические изоплеты после $2T_c$ (пунктиром) по данным работ: 1 — [Huang, Wyllie, 1981], 2 — [Nichols et al., 1994], 3 — [Mibe et al., 2004], 4 — [Kessel et al., 2005], 5 — [Poli, Schmidt, 2004]; 6 — [Stalder et al., 2001] в системе MSH; 7 — [Grove et al., 2006]. Красный пунктир — критические кривые и точки $2T_c$ [Kawamoto et al., 2012]; данные точки, на наш взгляд, занижают положения $2T_c$, так как не согласуются с петрологическими данными. ВМА — высокомагнезиальный андезит. Зеленые линии — солидусы водонасыщенных базальтов (светлая) [Liu et al., 1996; Schmidt, Poli, 1998] и перидотитов (темная) [Grove et al., 2006]. Красная линия — профиль субдукционных плит Японской, Курильской и Камчатской дуг (см. рис. 4). Выделены параметры пика метаморфизма Кочетавского массива (Кч) по данным работы [Korsakov, Hermann, 2006]. Б — отмечено наиболее вероятное положение критических точек $2T_c$ в базальтовой и перидотитовой системе. Серое поле — переход от зоны сверхкритических жидкостей к зоне расплав + флюид для базальтовой системы, голубой овал — область начальной дегидратации плиты, розовый овал — область начального плавления плиты, как на рис. 6. Стрелками показано направление движения флюидов и расплавов в мантийном клине в различных моделях: I — при поступательном движении расплавов и флюидов непосредственно от зоны плавления/дегидратации плиты, приводящее к образованию андезитовых и дацитовых магм; II — при дегидратации/плавлении плиты и прогрессивном плавлении в мантийном клине с образованием базальтоидных магм; III — при сверхглубинном плавлении плиты и обратного движения сверхкритического флюид-расплава вдоль границы плита—мантия. Полями показаны усредненные параметры локализации магматических камер по данным сейсмографии: МК — в мантийном клине за счет реакции субдукционных флюидов (и расплавов) с породами мантийного клина; ГKM — под границей кора—мантия.

перидотит— H_2O и при 3.0 ГПа, 1000 °С в системе эклогит— H_2O (красные точки, см. рис. 7, А). Последние оценки согласуются с более ранними экспериментальными данными [Рябчиков, 1988]. Более широкий интервал составов исследован в [Kawamoto et al., 2012], где были добавлены результаты для $2T_c$ среднего состава осадочного слоя (2.5 ГПа, 700 °С), высокомагнезиального андезита (2.8 ГПа, 750 °С). Определение $2T_c$ методом рентгеновской радиографии связано с существенными трудностями, так как наблюдение радиографии расплава и флюида вблизи критической точки может быть невозможно и в результате получается какое-то промежуточное положение $2T_c$, а реальные PT -параметры $2T_c$ системы не достигаются. На рис. 7, А следует отметить, что критические кривые имеют довольно крутой наклон по отношению к оси температур, поэтому положение $2T_c$ в природной обстановке будет определяться по большей части давлением (или глубиной).

Положение $2T_c$ в силикатных системах с $CO_2 + H_2O$ или с $CH_4 + H_2O$ пока не определялось, однако в работах [Schneider, Eggler, 1986; Wyllie, Ryabchikov, 2000] отмечается, что CO_2 восстанавливает компоненты, растворенные во флюиде, поэтому $2T_c$ должна смещаться в сторону более высоких давлений. В системах $C-H-O$ с высоким содержанием CH_4 может наблюдаться обратный эффект. П. Уайли и И.Д. Рябчиков определили положение точки $2T_c$ при 7.5 ГПа и 1000—1100 °С в системе перидотит— CO_2-H_2O [Wyllie, Ryabchikov, 2000]. В более ранней работе [Boettcher, Wyllie, 1969] $2T_c$ в системе $CaO-MgO-CO_2-H_2O$ была определена при 3.2 ГПа и 515 °С. Фактически во флюидонасыщенных системах с CO_2 $2T_c$ совпадает с уровнем декарбонизации расплавов, так как при более высоком давлении не существует CO_2 -насыщенного солидуса. Следует отметить, что существенное содержание растворенных солей в субдукционном флюиде также может влиять на положение критических точек.

Как можно определить положение критических точек для реальных субдукционных плит, а также процессов в высокобарических метаморфических комплексах? В первую очередь отделение водного флюида при дегидратации плиты происходит до определенной глубины в слоях разного состава, после которой будет происходить резкая смена обстановки на масштабное плавление слоя (осадочного, базальтового) в сверхкритической области. Уровни существенного плавления плиты таким образом могут регистрироваться на разрезах распределения сейсмических скоростей. В мантийном клине существенное плавление под действием водного флюида также должно фиксироваться на томографических разрезах за счет снижения скоростей сейсмических волн в частично расплавленном субстрате. Такие детальные сейсмотомографические разрезы для глубин 100—300 км очень редки, относительно удачный пример приведен на рис. 3.

На наш взгляд, плавление и дегидратация слэбов в зонах субдукции происходят в основном в докритической области, а режим плавления/дегидратации определяется *PT*-условиями слэба, составом слагающих его пород и содержанием в них летучих компонентов. Разнообразие составов в субдуцирующихся породах существенно затрудняет детальное моделирование вулканизма. Однако достаточно однообразный состав субдуцирующих MORB и выдержанный на каждом этапе состав магм (андезит-дацитовые или базальтовые серии) позволяют обоснованно судить о закономерностях дегидратации/плавления субдукционных плит.

На рис. 7, *Б* показаны три модели, которые фиксируются на сейсмотомографических картинах мантийного клина. Первая модель работает в основном за счет дегидратации и плавления базальтов, осадков, а также может приводить к прямому движению к поверхности и извержению андезитовых, дацитовых магм. Вторая подразумевает плавление и дегидратацию верхней части слэба на глубинах 120—150 км и последующую реакцию с породами мантийного клина с образованием промежуточных магматических камер на глубинах от 50 до 100 км (см. рис. 3). Поступление расплава к поверхности должно сопровождаться образованием промежуточных камер на уровне границы кора—мантия (см. рис. 3, см. также ниже модели для Камчатки), что регистрируется по томографическим разрезам [Добрецов и др., 2013]. Третья модель, фиксируемая на сейсмотомографических картинах, связана с глубинным плавлением слэба (> 200 км) и обратным потоком расплава вдоль границы раздела до уровня 120—150 км, где он может вовлекаться в реакции с породами мантийного клина. Примером такого плавления являются сейсмотомографические разрезы под Центральными Андами [Koulakov et al., 2006; Добрецов и др., 2013].

В разных дугах вероятен, таким образом, каждый из предложенных трех сценариев, но в любом случае распад сверхкритического флюида, показанный на рис. 6, *В*, возможен при плавлении базальтовой коры на глубинах свыше 150 км, для перидотитов (или при участии апоперидотитовых серпентинитов) — около 300 км, за пределами влияния на образующиеся субдукционные расплавы.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Процессы в зонах субдукции происходят в широком диапазоне масштабов, охватывающих глубины от первых метров (например, геотермальные проявления) до сотен километров (например, погружение океанической плиты). Комплексное изучение этих процессов требует получение достоверной информации о строении коры и мантии в зонах субдукции. Для изучения глубинных структур основным источником информации является сейсмология. Наблюдения глубинной сейсмичности в зонах Беньофа послужили одним из основных аргументов для установления плитной тектоники в качестве доминирующей концепции геодинамики. Пояс сейсмичности, наблюдаемый обычно до 300 км, в некоторых зонах субдукции до глубины 700 км, маркирует верхнюю границу погружающейся океанической литосферной плиты. На глубинах нескольких сотен километров теория разрывов, используемая для описания землетрясений в коре (до 300 км), оказывается неприменимой в силу огромного давления [Scholz, 1998]. Реализация разрывных смещений в этом случае возможна лишь при существенном понижении коэффициента трения, что связывают с выделением флюидов или расплавов на верхней границе слэба. Именно поэтому сейсмические кластеры в зонах субдукции часто рассматривают в качестве основных индикаторов фазовых переходов и процессов плавления, обусловленных погружением океанической литосферы.

В последние десятилетия с появлением плотных сейсмических сетей стало возможным изучение распределения сейсмичности в некоторых зонах субдукции с высокой точностью. Это позволило определить, что сейсмичность в погружающемся слэбе в некоторых местах формирует четко разделяемый двойной слой [Brudzinski et al., 2007]. В районе Японии можно видеть две четко разделенные поверхности распространения землетрясений, расстояние между которыми составляет 30 км в верхней части. Этот двойной слой исчезает около 200 км (см. рис. 3, *В*) [Nakajima et al., 2001, 2009; Hasegawa et al., 2009]. Следует отметить большую интенсивность сейсмичности и толщину верхнего слоя, однако эта

особенность, вероятно, связана с условиями наблюдений. Близкая картина сейсмичности с двойным слоем установлена на Камчатке [Карпов, 2012]. Двойной сейсмический слой толщиной около 25 км, который сходится на глубине около 170 км, имеется в районе Алеутской дуги [Engdahl, Scholz, 1977]. Менее четко двойной слой выражен в районе Центральной Явы, где толщина верхнего подслоя оценивается около 7 км [Koulakov et al., 2009a]. В Андах двойной слой толщиной около 7 км наблюдается в южной части [Marot et al., 2013], но отсутствует на севере. В двух последних случаях, возможно, двойной слой имеет несколько другую природу, чем в Японии и Алеутской дуге, и может быть связан с процессами в верхней и нижней частях погружающейся океанической коры.

Достаточно большое расстояние (около 30 км), наблюдаемое между поясами сейсмичности под Японией и Камчаткой, многие авторы объясняют наличием вблизи поверхности погружающейся литосферной плиты особых *PT*-условий [Reynard et al., 2010], где происходит фазовый переход с выделением большого количества флюидов [Iyer et al., 2012]. Очевидно, форма этой поверхности зависит от множества факторов, среди которых доминирующими являются скорость субдукции, возраст и температура слэба, а также наличие погружающихся осадков [Reynard et al., 2010].

Интересным является анализ глубинной сейсмичности на вертикальных проекциях, направленных вдоль субдукционного желоба. Как было показано в работе [Jaxybulatov et al., 2013] на примере Идзу-Бонинской и Марианской дуг, сейсмичность имеет достаточно сложное распределение, формируя в некоторых местах вертикальные «струи» и наклонные пояса. Такие особенности объяснить исключительно *PT*-факторами невозможно. Здесь могут играть роль условия, связанные либо с локальными деформациями и разрывами в погружающемся слэбе [Myhill, Warren, 2012], либо с миграцией флюидов (расплавов, см. выше), либо и с тем, и с другим одновременно, однако количественно оценить комбинацию факторов очень сложно.

Считается общепризнанным, что пояса вулканизма связаны с кластерами сейсмичности, расположенными на глубинах от 100 до 200 км [Hacker et al., 2003a]. На этом основании делается вывод о том, что именно на этих глубинах происходит максимальное отделение флюидов и/или расплавов, которые являются основными источниками для субдукционного вулканизма. Однако детальный анализ показывает, что эта связь не всегда является очевидной. Так, в работе [Luehr et al., 2013] оценивается связь между сейсмичностью на глубинах до 300 км и расположением крупнейших вулканов вдоль Зондской дуги (Индонезия). Сделан вывод, что явная связь между крупнейшими кальдерообразующими вулканами Индонезии и сейсмичностью сейчас не прослеживается, а реставрировать сейсмичность в период образования кальдер невозможно. Хотя информация о сейсмичности дает важный материал для понимания петрофизических процессов, существует множество открытых вопросов, которые не позволяют применять напрямую существующие упрощенные модели для объяснения всех наблюдений.

Пример сейсмичности на профиле вдоль зоны субдукции для Курило-Камчатской дуги представлен на рис. 8. Как и для Идзу-Бонинской и Марианской дуг, для Курило-Камчатской и Японской дуг характерны наклонные и вертикальные струи. Наиболее отчетливо наклонные струи и пересекающиеся линии деформационной решетки видны на глубинах от 100 до 300—350 км. Вышележащая (менее 100—120 км) зона максимальной сейсмичности соответствует зоне дегидратации и плавления и содержит «пятна» с энергией более 10^6 Дж, отражающие, возможно, промежуточные камеры концентрации расплава на глубинах около 70—100 и 30—50 км (см. рис. 3, *B*). Максимальное число вулканов в Японском и Камчатском секторах сопровождается максимальной глубиной сейсмичности (до 350—400 км), но не всегда содержит максимальные аномалии, интерпретируемые как очаги плавления.

Сейсмическая томография является одним из основных геофизических методов, позволяющих получать трехмерные изображения в широком диапазоне глубин. В последние десятилетия появилось множество новых алгоритмов, позволивших получить достоверную информацию о строении различных геологических структур. Этот метод является одним из основных источников информации о глубинных процессах, происходящих в зонах субдукции.

Существует множество региональных и глобальных томографических моделей [Bijwaard et al., 1998; Grand, 2002; Zhao, 2004; Кулаков и др., 2011; Jaxybulatov et al., 2013], которые с достаточно высокой степенью согласованности показывают конфигурацию погружающихся слэбов в зонах субдукции. Помимо выявления формы верхней границы слэба, которая также независимо оценивается по распределению глубинной сейсмичности, региональные томографические модели позволяют определить нижнюю границу и форму слэба. Это, в свою очередь, дает информацию о механизмах погружения и балансе сил в зоне субдукции. Так, с помощью верхнемантийной томографической модели в районе Курило-Камчатской дуги И.Ю. Кулаков с соавторами [2011] выявили два сегмента с принципиально различными механизмами субдукции. В районе Южных Курильских островов происходит утолщение слэба и его движение на глубине 400—600 км в горизонтальном направлении, что может свидетельствовать о механизме толкания со стороны океанической плиты. Под Северным сегментом Курильских ос-

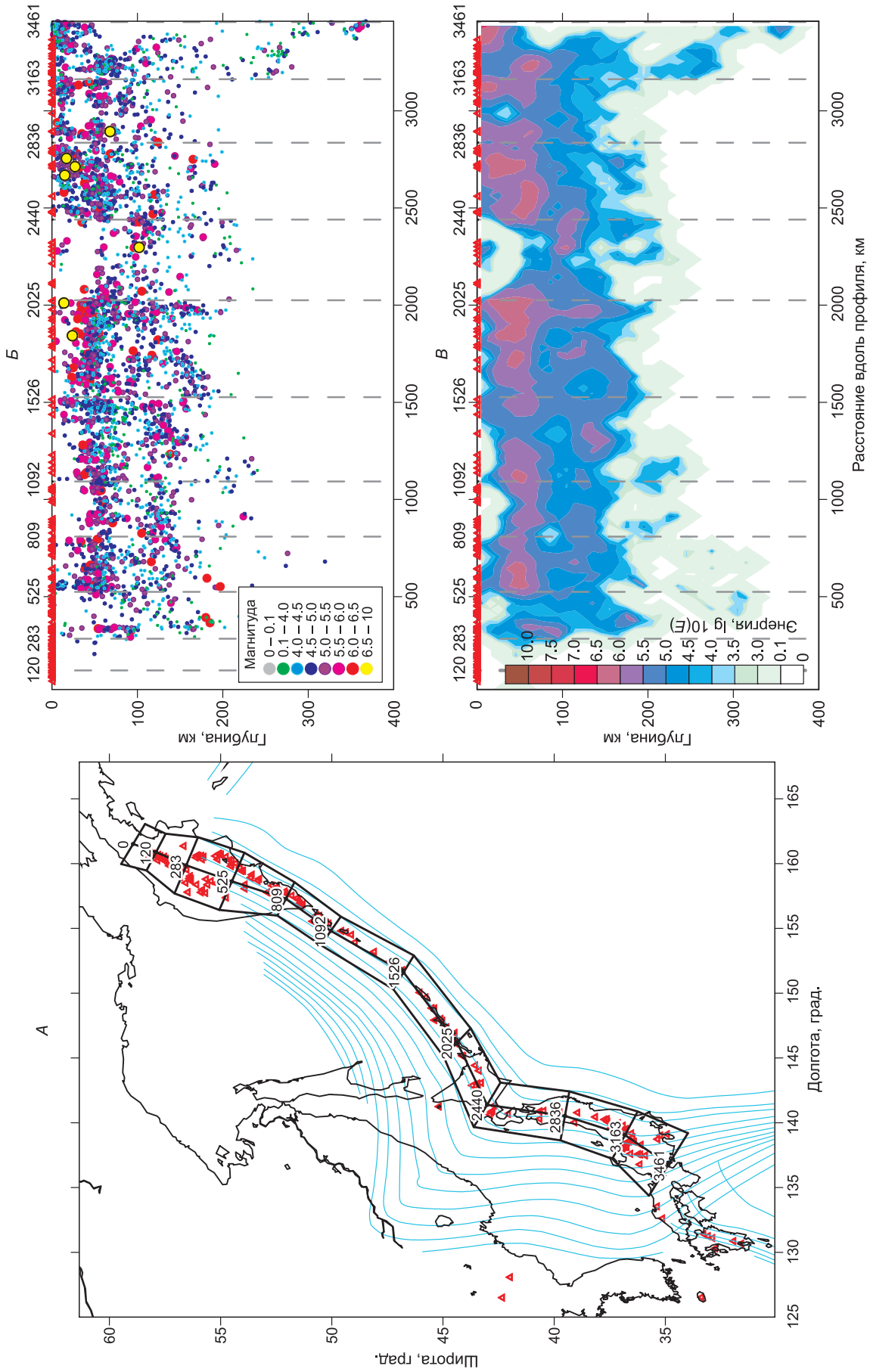


Рис. 8. Положение профиля и выбранная область землетрясений (A); проекция всех землетрясений выбранной области на вертикальное сечение (B); энергия землетрясений (B).

Красными треугольниками обозначены вулканы, голубые линии — изолинии глубины поверхности слэба.

тровов и Камчаткой наблюдается утонение верхней части слэба и формирование массивной капли в нижней части. Это может указывать на наличие тянущих сил со стороны погруженной части океанической литосферы. Аналогичный анализ выполнялся и в других зонах субдукции, например, в работе [Luhér et al., 2013] для Зондской дуги в районе о. Ява.

Интересно, что при сейсмотомографии коллизионных зон под орогенами наблюдаются высокоскоростные аномалии, сходные с аномалиями зон субдукции, как показано на примере Тянь-Шаня [Забелина и др., 2013]. Эти следы в мантии интерпретируются исследователями как погружение мантийной части литосферы, что позволяет говорить в некоторых случаях о сходстве процессов субдукции и коллизии.

С помощью сейсмической томографии можно изучать детальную структуру мантийного клина над погружающимся слэбом благодаря использованию информации по землетрясениям в слэбе, зарегистрированным станциями на поверхности. Такого рода исследования возможны в случаях наличия достаточно плотных сейсмических сетей на рассматриваемых зонах субдукции. Пожалуй, наиболее детальные исследования по этой схеме проводятся в Японии, где одновременно функционируют сотни сейсмических станций, которые регистрируют сотни тысяч сейсмических событий. Эта информация была использована учеными для построения сейсмических моделей коры и верхов мантии как для всей Японии [Matsubara et al., 2008], так и для отдельных ее частей [Nakajima et al., 2009]. Полученные с высоким разрешением сейсмические изображения позволяют выявить такие тонкие структуры, как следы проникновения низкоскоростной коры в мантию [Xia et al., 2008; Nakajima et al., 2009]. В мантийном клине сейсмические модели также выявляют низкоскоростные аномалии. Эти аномалии могут быть обусловлены потоками флюидов и/или расплавов, которые связывают кластеры сейсмичности на верхней границе слэба с вулканами дуги (см. рис. 3, В).

Аналогичные исследования проводились и для других зон субдукции, главным образом основываясь на данных временных сетей. Например, Центральные Анды были изучены путем объединения данных серии многолетних сейсмических экспериментов, проводимых немецкими специалистами. Результаты точной локализации сейсмичности и построения томографических моделей [Schurt et al., 2003; Koulakov et al., 2006] показали, что в погружающемся слэбе существуют два пояса сейсмичности на глубинах 120 и 200 км, которые, по-видимому, можно связать с различными уровнями плавления или других фазовых переходов. Оба эти кластера сейсмичности связаны с приповерхностными вулканическими структурами через низкоскоростные аномалии, которые, вероятно, трассируют пути миграции флюидов, выделяющихся из слэба (для верхнего кластера) или расплава (для нижнего кластера). Сходная связь наблюдается под Центральной Явой в районе влк. Мерапи [Koulakov et al., 2007, 2009a; Wagner et al., 2007] и под Северной Суматрой возле кальдеры Тоба [Koulakov et al., 2009b; Stankiewicz et al., 2010], где произошло крупнейшее в кайнозойское извержение около 70 тыс. л.н. В обоих случаях аномалии с пониженными сейсмическими скоростями и повышенным отношением v_p/v_s связывают кластеры сейсмичности на глубинах 120 и 150 км соответственно с вулканами. При этом, в случае Мерапи эта аномалия имеет наклонную форму, в то время как под кальдерой Тоба она расположена вертикально. Таким образом, большинство томографических моделей показывают принципиально схожую, но разнообразную в деталях связь между сейсмичностью в слэбе и вулканизмом. В том числе конфигурация этой связи оказывается отличающейся для разных зон субдукции. Вопрос, с чем связаны такие отличия, остается активно дискутируемым. Одни авторы связывают это с различными значениями коэффициента трения на верхней границе слэба, другие — с направлениями смещения желоба и/или общим балансом сил. Вместе с тем упрощенные схемы не позволяют объяснить все имеющиеся факты и поэтому многие вопросы по этой теме остаются открытыми. Следует отметить, что для случая кальдеры Тоба проведены два независимых исследования, основанные на использовании инверсии данных по объемным волнам [Koulakov et al., 2009b] и шумовой томографии, позволяющей выделять скорости поверхностных волн на базе интерферометрии шума [Stankiewicz et al., 2010]. Наличие такого рода независимых моделей является лучшим аргументом достоверности моделей и в будущем позволит выявить точные механизмы дегидратации и плавления.

Особое направление томографических исследований заключается в детальном изучении сейсмической структуры под отдельными вулканами. Следует отметить, что в отличие от вулканов, приуроченных к горячим точкам, где сейсмичность расположена близко к поверхности, под вулканами в зонах субдукции сейсмические события регистрируются в широком диапазоне глубин. Это обеспечивает хорошую систему наблюдения для просвечивания сейсмическими лучами коры и расположенных в ней магматических источников. Существует множество удачных примеров изучения вулканических структур методом сейсмотомографии. Для большинства активных вулканов выделяются схожие следы магматических каналов, которые проявляются в повышенных скоростях P -волн и пониженных S -волн, что, в свою очередь, приводит к высоким значениям отношения v_p/v_s . Например, такие соотношения наблю-

дались под вулканами Спурр [Koulakov et al., 2013a] и Редаубт на Аляске [Kasatkina et al., 2014], Попокатепетль [Kuznetsov, Koulakov, 2014] и др. В некоторых случаях сейсмические модели выявляют более сложные структуры. Так, томографическая инверсия, выполненная для Ключевской группы вулканов [Koulakov et al., 2011] и обсужденная ниже, выявляет, по крайней мере, три уровня магматических очагов. Первый, самый глубокий уровень, расположен ниже 25 км и связан с чрезвычайно высокими значениями отношения v_p/v_s , превосходящими 2.2. По-видимому, эта аномалия отражает основной очаг, питающий вулканы Ключевской группы. Внутри коры также наблюдаются более мелкие аномалии с повышенным значением v_p/v_s , расположенные на глубинах около 12 км, и, наконец, очаги на уровне моря непосредственно под Ключевским вулканом, показывающие, вероятно, положение питающих магматических очагов, возникающих перед извержением.

КАМЧАТСКИЙ ПОЛИГОН: ЗНАЧЕНИЕ СОВМЕСТНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Камчатка с ее разнообразным и давно изучаемым островодужным магматизмом, к тому же с относительной доступностью, становится одним из главных полигонов для российских геологов и геофизиков. В данном разделе мы используем наши публикации последних лет [Кулаков и др., 2011; Добрецов и др., 2013; Koulakov et al., 2013b], а также данные сотрудников ИВиС ДВО РАН, обобщенные, в частности, в работе [Карпов, 2012].

К сожалению, на Камчатке построение детальной структуры мантийного клина проблематично. Хотя сейсмологические исследования на Камчатке проводятся уже несколько десятилетий, станции расположены достаточно редко и нерегулярно, что затрудняет построение достоверных моделей. Несмотря на это, некоторыми авторами сделаны попытки реализации томографической инверсии с использованием имеющейся информации [Низкоус и др., 2006; Nizkous et al., 2007].

Фундамент Камчатского полуострова (рис. 9) представляет аккреционно-складчатый комплекс, сформированный к середине эоцена [Соловьев, 2008; Карпов и др., 2012]. Он включает метаморфический комплекс Срединного хребта и тесно связанные с ним аллохтонные комплексы островных дуг и окраинных морей позднемелового-палеогенового возраста, с фрагментами юрско-раннемеловых офиолитов. Аллохтонные позднемеловые-палеогеновые комплексы образуют синформную структуру, замыкающуюся на юго-западе в обрамлении метаморфического комплекса и на северо-востоке на Олюторском полуострове севернее о. Карагинский (за пределами рис. 9). Контакты аллохтона с метаморфическим комплексом показаны (см. рис. 9) как надвиги. На севере они формируют крупный Лесновско-Ватынский надвиг, залегающий на Укеляйтском флишевом прогибе мел-раннеэоценового возраста [Соловьев, 2008].

Для понимания структуры Камчатки и возраста заложения активных вулканических дуг ключевое значение имеют цирконовые возрасты из толщ, слагающих метаморфический комплекс (колпаковская серия, хейванская свита). Они приведены на рис. 10 в сопоставлении с цирконами из неметаморфизованных пород камчатской серии и Укеляйтского флиша. Во всех сериях (см. рис. 10) цирконы (в том числе метаморфические цирконы) не старше 48—50 млн лет. Это определяет возраст второго этапа метаморфизма ранним эоценом (48—46 млн лет) и его синхронность с формированием Лесновско-Ватынского надвига [Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009]. После этой коллизии сформировалась Срединно-Камчатская островная дуга (около 43—46 млн лет), что, как показано выше, совпадает с глобальным импульсом инициации дуг в Тихоокеанском обрамлении. Западно-Камчатский пояс более ранний, но он менее явно выражен.

Срединно-Камчатская и Восточно-Камчатская дуги выделяются наиболее отчетливо по распространению четвертичных вулканитов и вулканов (активных или недавно потухших, см. рис. 9). В Восточно-Камчатской дуге основные группы вулканов совпадают с крупными кальдерами диаметром 80—100 км [Действующие вулканы..., 1991], в Срединно-Камчатской они менее выражены. История развития дуг определяется последовательностью этапов. В Срединно-Камчатской дуге выделяются следующие этапы: среднепозднеэоценовый (на северо-западе), позднеэоцен-олигоценый (к северу от влк. Шивелуч, см. рис. 9), миоцен-плиоценовый и четвертичный (среднеплейстоцен-голоценовый).

Возраст инициации Восточно-Камчатской дуги определяется временем коллизии Кроноцкой мел-эоценовой дуги с Камчаткой. Ее фрагменты установлены на восточных полуостровах (см. рис. 9), а время коллизии датируется около 14 или 7 млн лет [Соловьев, 2008; Перепелов, 2014]. Возраст около 14 млн лет согласуется с наличием миоцен-плиоценовых вулканитов в нижней части разреза дуги на Южной Камчатке (вероятно, возраст основания этого комплекса варьирует от 20 до 14 млн лет). Выше залегают эоплейстоценовый этаж вулканитов (5.0—0.8 млн лет), который (см. рис. 9) показан только в северной части Восточно-Камчатского пояса, но, по данным И.В. Мелкесцева с соавторами [Карпов, 2012], распространены гораздо шире — и на Южной Камчатке, в частности, около влк. Опала, и в Срединно-Камчатском поясе до ширины северного окончания о. Карагинский.

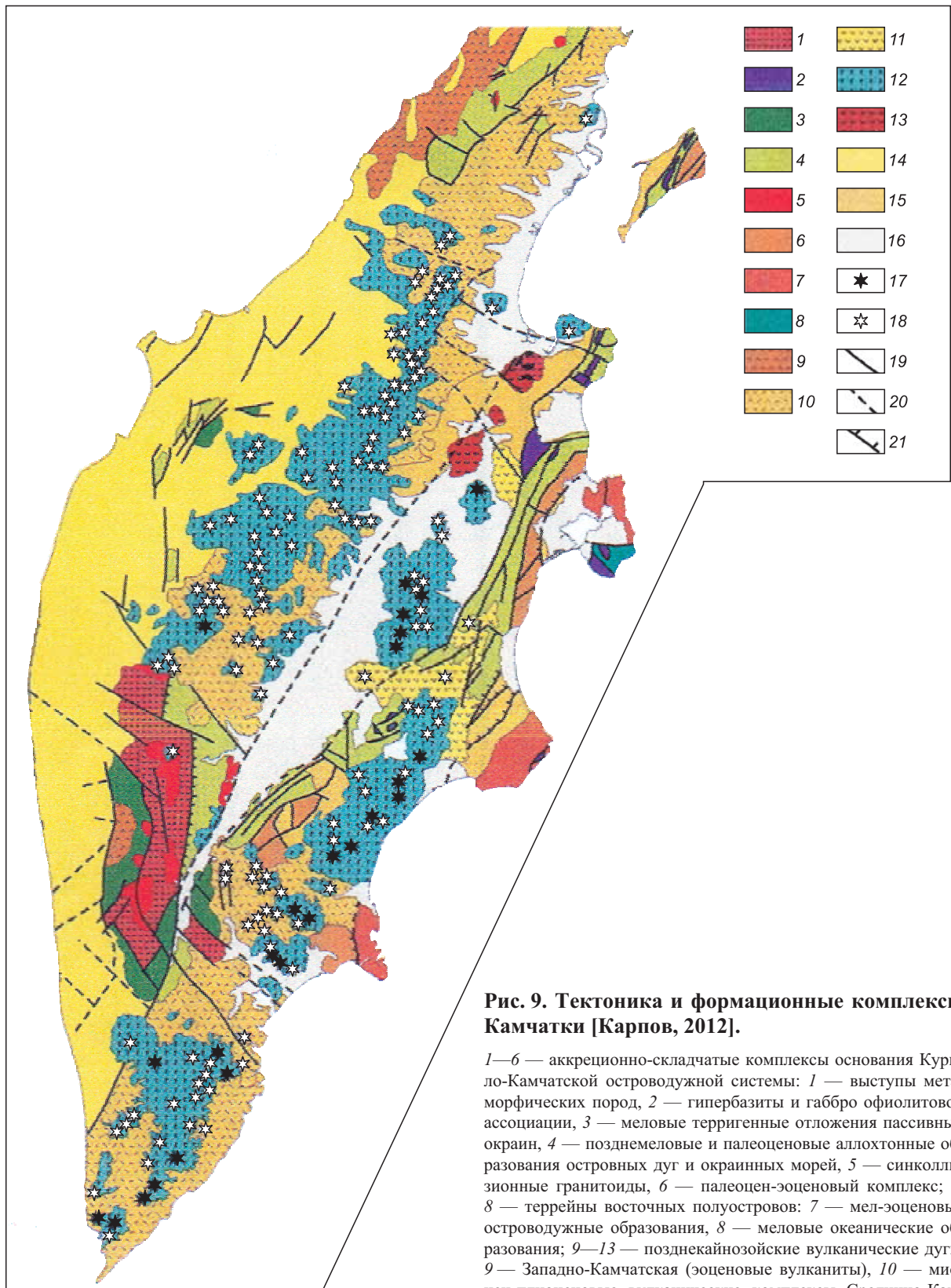


Рис. 9. Тектоника и формационные комплексы Камчатки [Карпов, 2012].

1—6 — аккреционно-складчатые комплексы основания Курило-Камчатской островодужной системы: 1 — выступы метаморфических пород, 2 — гипербазиты и габбро офиолитовой ассоциации, 3 — меловые терригенные отложения пассивных окраин, 4 — позднемеловые и палеоценовые аллохтонные образования островных дуг и окраинных морей, 5 — синколлизийные гранитоиды, 6 — палеоцен-эоценовый комплекс; 7, 8 — террейны восточных полуостровов: 7 — мел-эоценовые островодужные образования, 8 — меловые океанические образования; 9—13 — позднекайнозойские вулканические дуги: 9 — Западно-Камчатская (эоценовые вулканы), 10 — миоцен-плиоценовые вулканические комплексы Срединно-Камчатской и Южно-Камчатской вулканических дуг, 11 — плиоцен-эоплейстоценовые вулканические комплексы Восточно-Камчатской вулканической дуги, 12 — четвертичные вулканы, 13 — эоцен-олигоценные вулканические комплексы на стыке Алеутской и Курило-Камчатской дуг; 14—16 — кайнозойские молассовые и междугловые образования: 14 — палеоцен-миоценовые отложения Западной Камчатки, 15 — олигоцен-миоценовые отложения Тюшевского и Литкенского прогибов, 16 — рыхлые отложения четвертичных депрессий; 17, 18 — вулканы: 17 — активные, 18 — потухшие; 19—21 — разрывные нарушения: 19 — достоверные, 20 — полагаемые под рыхлыми отложениями, 21 — надвиги.

чатской и Южно-Камчатской вулканических дуг, 11 — плиоцен-эоплейстоценовые вулканические комплексы Восточно-Камчатской вулканической дуги, 12 — четвертичные вулканы, 13 — эоцен-олигоценные вулканические комплексы на стыке Алеутской и Курило-Камчатской дуг; 14—16 — кайнозойские молассовые и междугловые образования: 14 — палеоцен-миоценовые отложения Западной Камчатки, 15 — олигоцен-миоценовые отложения Тюшевского и Литкенского прогибов, 16 — рыхлые отложения четвертичных депрессий; 17, 18 — вулканы: 17 — активные, 18 — потухшие; 19—21 — разрывные нарушения: 19 — достоверные, 20 — полагаемые под рыхлыми отложениями, 21 — надвиги.

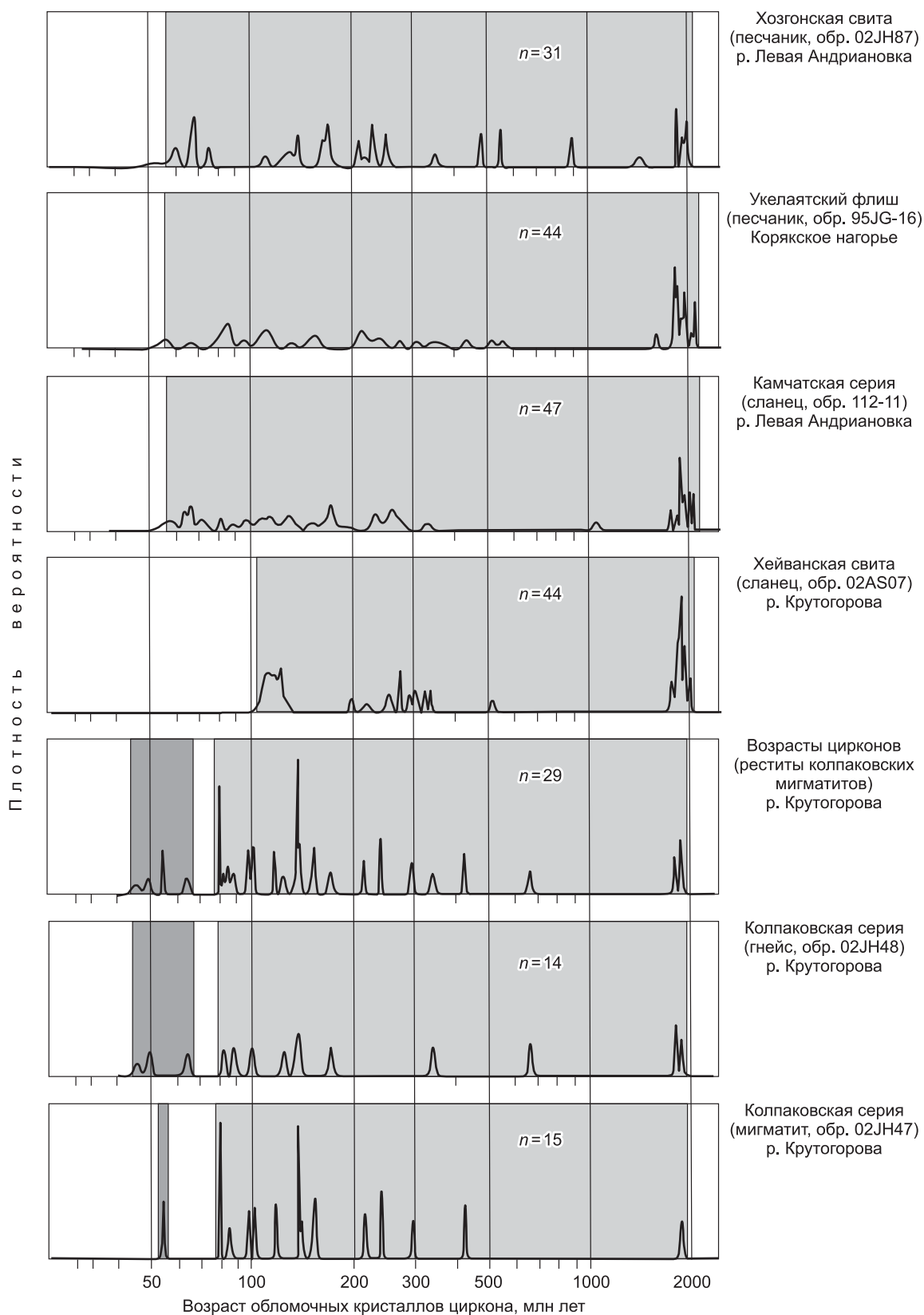


Рис. 10. Распределение значений U/Pb SHRIMP возраста цирконов из неметаморфизированных терригенных метаосадочных пород [Hourigan et al., 2009].

Плотность вероятности отражает число зерен данного возраста, n — число образцов.

В работах [Перепелов и др., 2001; Перепелов, 2014] выделены несколько этапов щелочного магматизма, совпадающих с этапами геодинамических перестроек на Камчатке — около 46—33 млн лет, 30—17 млн лет и второстепенные проявления около 7 и 4—3 млн лет. Наиболее отчетливым и масштабным является среднепозднеэоценовый этап (46—33 млн лет), начавшийся одновременно или чуть раньше заложения Срединно-Камчатской дуги и представленный щелочными базальтами, гавайитами, фолитами в Западной Камчатке в ареале 500×200 км.

Команда исследователей [Bindeman et al., 2010] проанализировала игнимбриты различных кальдерных комплексов Камчатки доголоценового возраста, что позволило выделить этапы и особенности кальдерообразующих извержений для каждой группы. Можно выделить этапы игнимбритового магматизма 6—3 млн лет, 2—1 млн лет, 560—400 тыс. лет и 280—150 тыс. лет (с возможным уточнением возраста последних двух этапов, см. ниже).

Самый молодой этап — среднеплейстоцен-голоценовый длительностью около 0.8 млн лет изучен и расчленен наиболее детально. По данным И.В. Мелекесцева с соавторами [Карпов, 2012], на основе датирования наземных пемз и игнимбритов в плейстоцене выделены два этапа катастрофических извержений с формированием крупных кальдер — в интервале 40—30 тыс. л.н. и около 0.5—0.3 млн л.н. До и во время второго этапа кальдерообразования в интервале 50—30 тыс. лет произошел мощный импульс ареального магматизма, когда сформировались щитовые вулканы и большинство мелких эруптивных центров. В голоцене выявлены импульсы 11.0—7.5 тыс. лет и моложе 3.5 тыс. лет с отдельными фазами активности через 1—2 тыс. лет [Карпов, 2012].

Несколько иная картина представлена на рис. 11 по данным работы [Лаверов и др., 2005]. Поздний этап (см. рис. 11) близок к вышеописанному: главный максимум с образованием крупных кальдер около 30 тыс. л.н., ему предшествовали подэтапы 30—50 и 50—80 тыс. лет. Суммарный объем вулканитов трех подэтапов за 80 тыс. лет оценен в 7.5 тыс. км³. Локальный максимум с заметным проявлением кислого (дацит-риолитового) магматизма датируется возрастом 150—250 тыс. л.н., что моложе вышеупомянутого кальдерного магматизма на 0.5—0.3 млн лет, по И.В. Мелекесцеву, второй главный максимум 730—850 тыс. лет древнее на 0.5—0.3 млн лет. В течение максимумов 150—250 и 730—850 тыс. лет изверглось еще 11.3 тыс. км³.

Несмотря на некоторые несогласованности в оценках, на примере Камчатки видно, что в кальдерообразующих поясах главную массу вулканитов формируют краткие (около 0.1 млн лет) кальдерообразующие импульсы, причем в извержении преобладают дацит-риолитовая высоководная магма, формирующая игнимбриты, пемзы и пепловые осадки. За три импульса суммарно (0.3 млн лет) извержено 18 тыс. км³, за остальные 0.5 млн лет — 3.3 км³, в пересчете на 1 млн лет 60 тыс. км³ и 6.5 тыс. км³ (в 10 раз меньше).

С кальдерообразующими катастрофическими извержениями коррелируются размеры и содержание H₂O в глубинном очаге на границе погружающейся плиты. Уже давно было предположено [Карпов, 2012], что под вулканами-гигантами (и группами крупных вулканов) располагается более крупный глубинный очаг с содержанием воды не менее 10—11 мас. %, причем при концентрации воды 10 % в промежуточном очаге на глубине 25—30 км извергаются андезитовые лавы, со снижением H₂O — андезит-базальты и базальты. Под другими вулканами очаг меньше, содержание H₂O в глубинном очаге 4.5—5.0 мас. % и промежуточный очаг отсутствует. Сходная схема магматизма с промежуточными очагами и выделением андезитов I и II типов разработана Б.А. Ивановым [2008]. Водные андезиты II типа — роговообманковые и обогащены K, Na, Rb, Li.

Для Южной Камчатки и Северных Курил разработана флюидная модель магмообразования [Авдейко и др., 2002]. С помощью геохимического моделирования выделены фронтальные зоны, где в глубинном очаге дается оценка 18—20 % плавления по схеме MORB + флюид, промежуточная зона с 14—15 % плавления по схеме MORB + флюид + 5 % OIB, тыловая зона с 10—11 % плавления в глубинном очаге по схеме MORB + флюид + 14 % OIB. Роль гипотетического OIB может играть материал обогащенной мантии в промежуточном очаге на глубине 50—70 км (см. рис. 3).

На основе обобщения землетрясений с $K_s = 8—12$ за период 1962—2005 гг. в лаборатории геодинамики ИВиС ДВО РАН [Карпов, 2012] найден двойной сейсмофокальный слой под Камчаткой в районе Авачинского залива и для него построена схема со слоями дегидратации, близкая к рис. 3, А.

Вышеприведенные полуэмпирические данные камчатских вулканологов уточняются с помощью новейших данных сейсмографии, описанных в предыдущем разделе. Построена региональная сейсмомографическая модель для всей Курило-Камчатской дуги [Кулаков и др., 2011] и детальная модель для верхней части вулканической системы под Ключевской группой вулканов [Koulakov et al., 2013b], на основе которой построена схема извержения вулканов Ключевской и Безымянный (рис. 12).

Основные результаты региональной томографической инверсии подтверждают непрерывность и плоский характер погружающегося слэба (до глубины 300—400 км), а затем его превращение в каплю

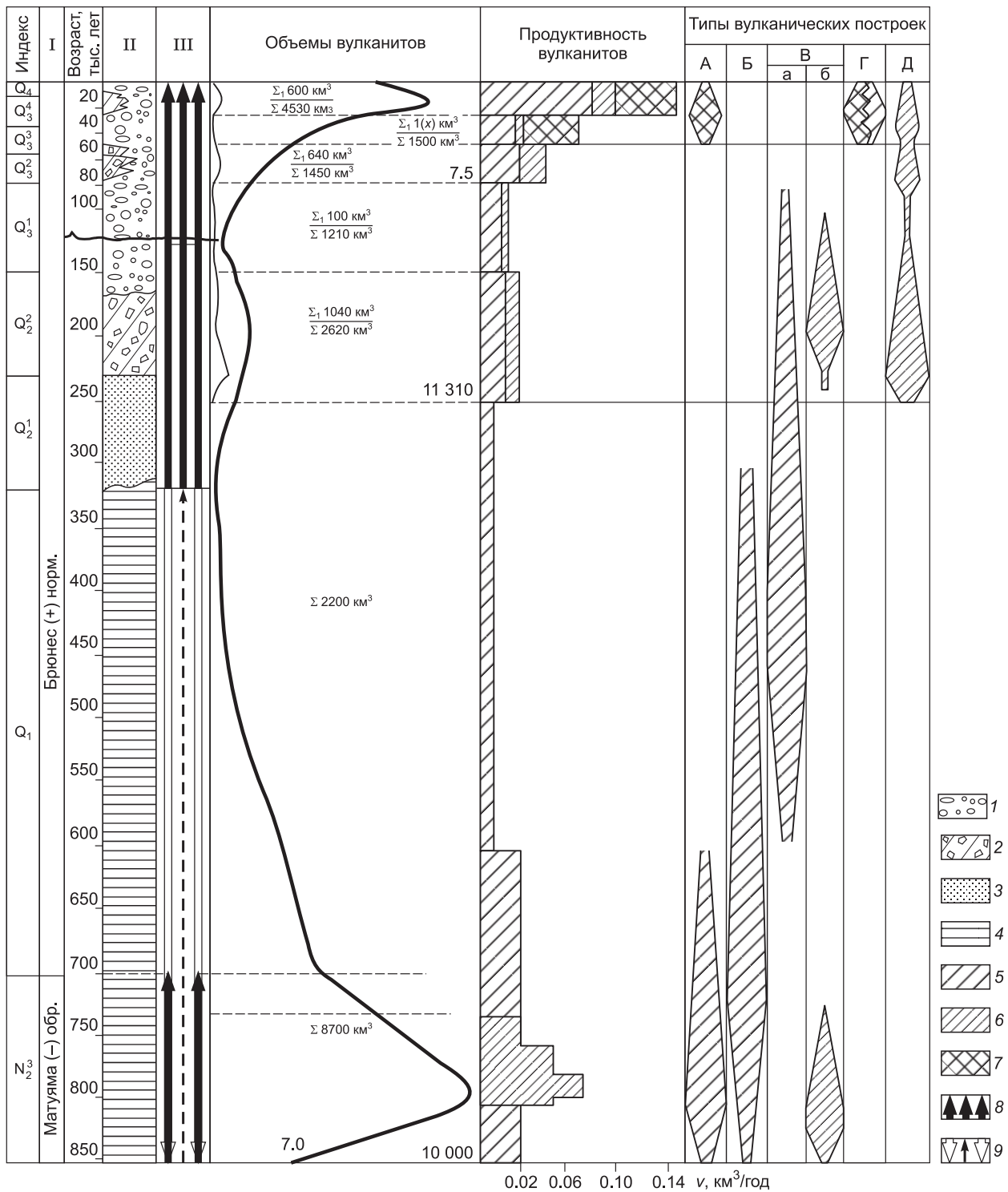


Рис. 11. Распределение во времени объемов вулканитов и типов вулканических построек за последние 0.85 млн лет на Камчатке, по [Лаверов и др., 2005] с уточнениями.

За это время было извержено более 20 000 км³ материала. 1, 2 — отложения: валунно-галечные (1), 2 — ледниковые; 3 — пески; 4 — супеси и суглинки; 5 — базальт-андезитовые породы; 6 — преимущественно андезитовые породы; 7 — кислые породы; 8, 9 — преобладание восходящих (8) и нисходящих (9) движений на шкале тектонических движений (III); I — палеомагнитная и II — стратиграфические колонки. А — формы, связанные с проявлением ареального вулканизма, Б — крупные щитовые и щитообразные вулканы, В — существенно-лавовые стратовулканы: а — сложенные базальт-андезитовыми породами, б — андезитобазальтами, Г — существенно-пирокластические стратовулканы, Д — формы, связанные с проявлением кислого вулканизма.

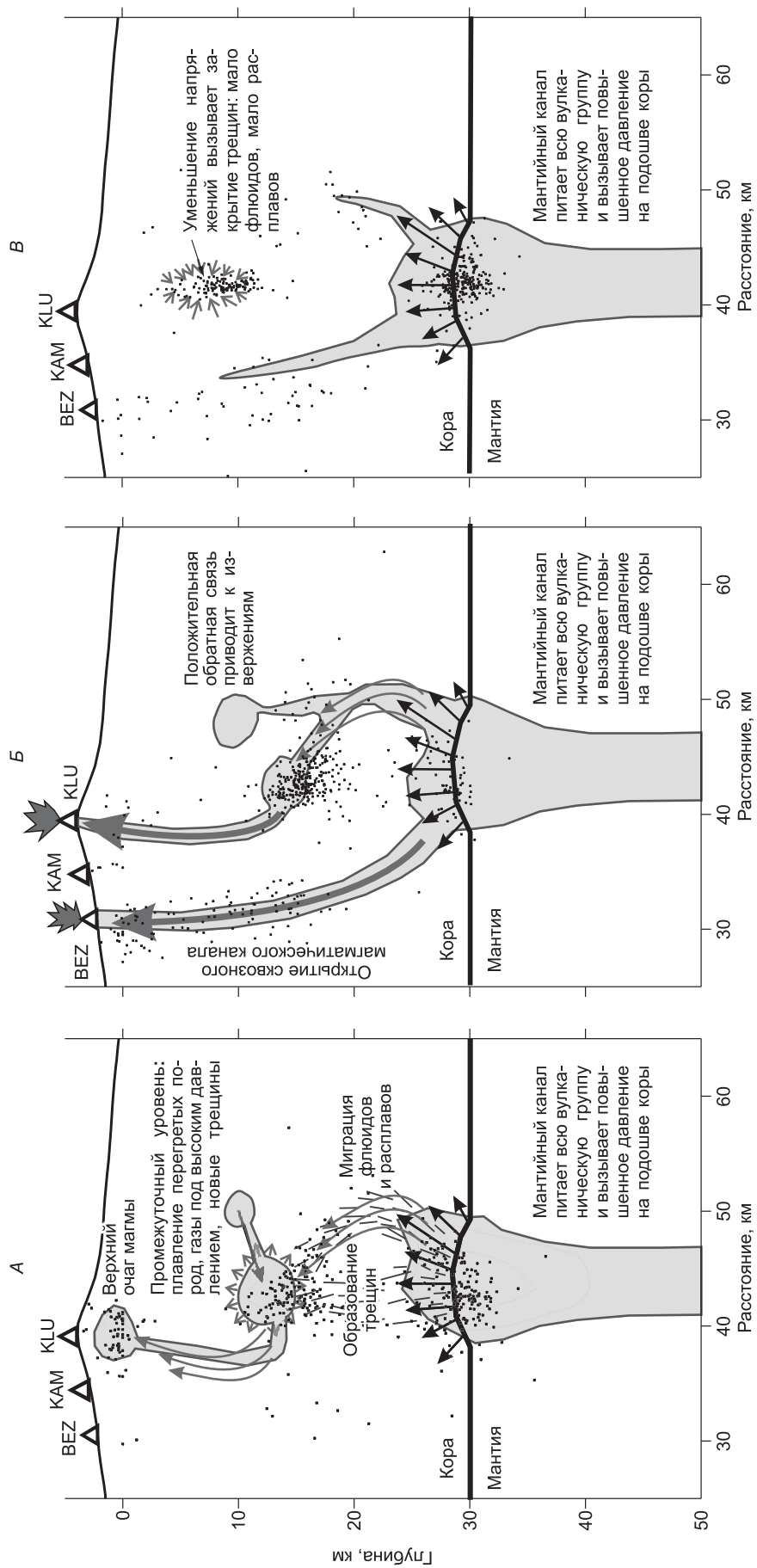


Рис. 12. Схема извержения вулканов Ключевской группы по результатам сейсмографии [Koulikov et al., 2013b].

A — стадия перед извержениями (2003 г.), *Б* — стадия активизации Безымянного (BEZ) и Ключевского (KLU) вулканов, *В* — фаза релаксации. КАМ — влк. Камень.

(в сечении через Камчатку) или в утолщенную субгоризонтальную плиту, расположенную в слое «С» между 410 и 660 км (в сечении через Южные Курилы). Наличие растяжения в шейке перед каплей и каплевидная форма нижней части слэба под Камчаткой может означать, что в этом случае преобладает погружение капли в результате ее утяжеления. Одной из причин утяжеления могут быть накопления респитов при более интенсивном извлечении расплавов (за счет двойной дуги и интенсивного вулканизма). В сечении через Южные Курилы на всем протяжении наблюдается утолщение плиты, что может означать толкающее усилие со стороны Тихоокеанской плиты, «центрированное» вблизи о. Хоккайдо из-за схождения Курильской и Японской дуг. Расчет времени погружения дает 43 млн лет для Южно-Курильского сечения (что сопоставимо с возрастом Срединно-Камчатской дуги) и возраст 28 млн лет для Камчатского сечения, близкий к оценке времени заложения Камчатских дуг в работе [Перепелов, 2014].

Ключевская группа вулканов является наиболее молодой и крупной на Камчатке, которая еще не испытала взрывного кальдерообразования. Разрез коры мощностью около 30 км, по данным С.А. Федотова с соавторами [Карпов, 2012], представляют (сверху вниз): 1) мощные вулканиды до 5 км; 2) осадочные слои до 6 км; 3) гранитный (возможно, метаморфический) слой около 14 км; 4) базальтовый (габброидный) слой 10 км. В этой коре с разной детальностью [Карпов, 2012] реконструировались промежуточные очаги: а) очаг на глубине около 30 км под Ключевским вулканом и, вероятно, другие в переходном слое 30—40 км, где достигается температура 1000 °С; 2) очаги на глубине 15—22 км под влк. Плоский Толбачик и 10—20 км под Безымянным; 3) малоглубинные очаги под Ключевским (0—4 км) и Плоским Толбачиком (3—6 км).

Существует множество свидетельств того, что система под вулканами в период активизации может быстро менять свои физические свойства. Была выполнена серия инверсий по данным Ключевской группы, соответствующим различным временным эпизодам за 10 лет наблюдений. Интересно, что в исследуемый период времени произошли достаточно сильные извержения Ключевского и Безымянного вулканов, которые позволили проследить реакцию среды на этапы подготовки, активизации и релаксации. В работе [Koulakov et al., 2013б] показано, что главный магматический очаг у подошвы коры на глубине 25 км остается практически неизменным в течение всего периода наблюдений. Схема активизации вулканов Ключевской группы (см. рис. 12) показывает наличие длительного очага под ней на глубине 35—25 км, соединенного каналом с более глубокой мантией [Кулаков и др., 2011]. Однако структура промежуточных очагов менялась существенно, в зависимости от фазы активизации вулканов. Так, на подготовительных этапах наблюдались два уровня промежуточных очагов (см. рис. 12, А). Перед крупным извержением Ключевского и Безымянного вулканов в 2005 г. Ключевской вулкан питался из глубинного очага (около 30 км) через промежуточный около 15 км, а приповерхностный очаг исчез (см. рис. 12, Б). Вулкан Безымянный с наиболее мощным извержением питался напрямую из глубин мантии, лишь частично взаимодействуя с глубинным очагом Ключевского. Во время извержений общий уровень значений отношения v_p/v_s увеличивался, что может свидетельствовать о насыщении системы флюидами и расплавами. После извержений на фазе релаксации значение v_p/v_s в коре резко понижается, и очаги, которые наблюдались до извержений, исчезают полностью. Так, после извержения в 2006 г. промежуточный очаг на глубине 15 км исчез, и остался слабый (возможно, флюидный) канал от очага 30 км к жерлу Безымянного (см. рис. 12, В). Лишь по прошествии нескольких лет после извержений мы фиксируем появление аномалии на глубине 12 км, что может свидетельствовать о начале работы промежуточного очага. Очаги около 4 и 15 км возобновлялись через 7—10 лет перед следующим извержением и являются, таким образом, промежуточной стадией подготовки извержения. Аналогичные изменения внутренней структуры, связанные с извержениями, наблюдались и для других вулканов, таких как Редаубт [Kasatkina et al., 2014] и Этна [Patane et al., 2006].

Усиливающееся взаимодействие очагов и каналов питания Ключевского и Безымянного подтверждается петрохимическими и геохимическими данными [Turner et al., 2007; Добрецов и др., 2013]. После возобновления извержения Безымянного в 1945 г. в лавах Ключевского скачком поднялось содержание SiO_2 (на 2 мас. %), K_2O (в 2 раза), TiO_2 (на 0.5 мас. %), а магнезиальность упала в 2 раза, и в дальнейшем они практически не менялись. В лавах Безымянного со временем линейно снижались содержания SiO_2 и K_2O , приближаясь к составу Ключевского. При сохранении трендов полное выравнивание составов произойдет через 20—25 лет.

Следует подчеркнуть, что каналы, связывающие очаги и канал вулканов перед извержением и во время извержения, отмечены сейсмичностью и определяются падением v_s и возрастанием отношения v_p/v_s на 15—20 %. Это свидетельствует, что каналы не заполнены полностью флюидом или расплавом, а пропитаны подобно губке с содержанием жидкости до 15—20 %. Это важное ограничение и усложнение для расчета трехскоростной модели. Отметим также различия в поведении породообразующих элементов (Si, Mg, K, Ti), описанные выше и связанные с вариациями состава расплава, и рассеянных

элементов (Rb, Sr, Ba, Th, U и др.), концентрирующихся во флюиде. Например, после возобновления извержений Безымянного в 1945 г. отношение Rb/Sr возросло, а Ba/Th осталось постоянным при сближении состава породообразующих элементов, что свидетельствует о разных путях миграции и концентрации флюидов и расплавов, отмеченных выше.

Возрастание K_2O в тыловых зонах субдукции считалось общей закономерностью [Зоненшайн, Кузьмин, 1993], хотя такое правило часто не подтверждается [Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2012]. Тем не менее в Срединно-Камчатской зоне довольно часто встречаются вулканы с повышенным содержанием K_2O — из 14 средних составов в девяти наблюдаются содержания K_2O от 1.9 до 3.7 мас. % [Огородов и др., 1972], их довольно много и в Южной Камчатке — андезиты и дациты с содержаниями K_2O от 1.9 до 3.1 мас. % встречаются в вулканах Ипелька, Опала, Горелый, Мутновский, Асача, Кошелевский и др. [Иванов, 2008]. Но постоянно высокое содержание K_2O (2.10—3.95 мас. %) характерно для игнимбритов Карымской кальдеры и извержений вулканов Ушаковский и Крестовый в Ключевской группе [Иванов, 2008] и, возможно, других кальдерных вулканов, поскольку игнимбриты во многих кальдерах изучены недостаточно.

Полезно напомнить и другие минералого-геохимические критерии. Отчетливый минимум в содержании Nb, Ta и Ti, выявленный во всех островодужных вулканиках, может быть создан осаждением рутила и его накоплением в реститах, что возможно только при плавлении базальтовой коры в условиях эклогитовой фации [Ryerson, Watson, 1987; Foley et al., 2000; Rudnick et al., 2000]. В этих же условиях накопление граната в реститах приводит к обеднению тяжелыми РЗЭ и крутому наклону линии фракционирования РЗЭ. Отсутствие гранатового тренда в распределении РЗЭ, повышение магнезиальности и восстановленности расплавов могут свидетельствовать о взаимодействии расплавов (или флюидов) с породами горячей мантии на глубинах 50—80 км. Наконец, резкие колебания железистости пород, например, при последовательных извержениях Карымского вулкана в 1963—1978 гг. [Иванов, 2008] могут быть обусловлены накоплением (или растворением в зависимости от H_2O и f_{O_2}) титаномagnetита в камерах на глубине около 30 км, что подтверждается обилием титаномagnetит-пироксеновых кумулятов среди ксенолитов в камчатских лавах [Иванов, 2008].

Создание системы таких минералого-геохимических критериев в сопоставлении с томографическим, экспериментальным и численным моделированием позволит последовательно, шаг за шагом приблизиться к построению полной модели островодужного магматизма, варьирующей в пространстве и времени.

Таким образом, материалы по Камчатке и Японии подтверждают определяющую роль выплавления андезитов при субдукции океанической коры, сложность построения модели с независимой миграцией расплавов и флюидов, уточняют роль промежуточных камер на глубине 50—80 и около 30 км, значение малоглубинных камер как этапов подготовки к извержению.

КОКЧЕТАВСКИЙ ПОЛИГОН: УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА И ПЛАВЛЕНИЯ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ НА ГЛУБИНАХ ДО 180 КМ

Кокчетавский полигон включает породы сверхвысоких давлений, содержащие метаморфические микроалмазы и сформировавшиеся при давлениях до 70 кбар в зонах субдукции [Михно, Корсаков, 2015].

Метаморфические микроалмазы впервые были описаны без четкого указания места в работах [Летников, 1983; Соболев, Шацкий, 1987]. Затем после публикации [Sobolev, Shatsky, 1990] международное внимание к этому объекту резко повысилось. Была организована экскурсия во время 6-й Международной кимберлитовой конференции (1995 г.), последовали три международных проекта: США—Россия в 1993—1997 гг., Бельгия—Россия—Казахстан в 1997—2001 гг. и Япония—США—Казахстан в 1997—2002 гг. По результатам этих проектов и других исследований была опубликована монография [Parkinson et al., 2002], выпущен спецномер журнала «Геология и геофизика» [Добрецов и др., 2006; Шацкий и др., 2006] и в целом более чем 350 статей, обобщенных в последнем обзоре [Schertl, Sobolev, 2013].

Главное внимание в этих работах было уделено особенностям минералогии и метаморфизма сверхвысоких давлений, а также проблемам эксгумации этих пород [Theunissen et al., 2000; Hermann et al., 2001; Dobretsov, Shatsky, 2004]. Значение кокчетавских пород для оценки условий метаморфизма и плавления в глубокой части зоны субдукции почти не рассматривались (в частности, в обзоре [Schertl, Sobolev, 2013] этому посвящены несколько строчек), а в спецномере журнала «Elements» [Gilotti, 2013] кокчетавские материалы не использовались. Мы попытаемся в этом разделе и в отдельной статье [Михно, Корсаков, 2015] хотя бы частично восполнить этот пробел.

Метаморфический Кокчетавский пояс, включающий породы ультравысоких давлений, протягивается на 75 км от района оз. Барчиколь на западе до оз. Кулет (рис. 13) и на 110 км с продолжением к

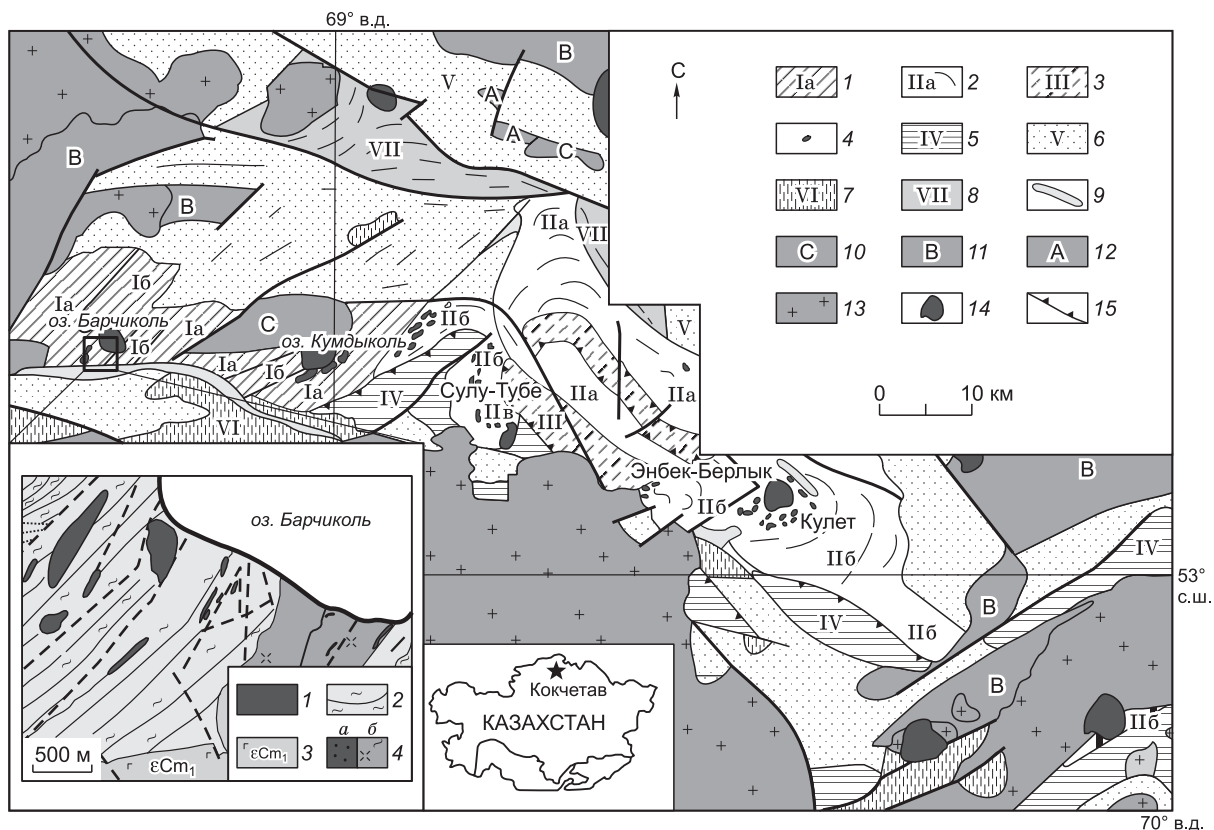


Рис. 13. Упрощенная геологическая схема Кокчетавского массива, по [Добрецов и др., 2005].

На врезке — геология участка Барчиколь (составлена по данным бурения, проведенного А.А. Заячковским). 1—5 — зерендинская серия (I—IV — отдельные блоки в мегамеланже): 1 — гранат-биотитовые гнейсы + эклогиты (алмазоносные); 1а — ортогнейсы + эклогиты, 1б — карбонатсодержащие осадки; 2 — тектонический меланж; IIа — ортогнейсы, blastomylonites, IIб — слюдяные сланцы, эклогиты, IIв — крупные тела эклогитов; 3 — высокоглиноземистые сланцы; 4 — будины эклогитов в блоках I, II и друзиты в блоке III; 5 — даулетская свита, низкобарические породы с кордиеритом и андалузитом; 6—9 — доордовикские породы: 6 — рифейско-вендские отложения, кварциты, черные сланцы, мраморы + доломиты, метавулканыты, 7 — рифейско-вендские и некоторые раннекембрийские островодужные вулканыты, метабатыты, возможно, с кросситом, 8 — предвендские гнейсы фундамента и протолиты зерендинской серии, 9 — карбонаты и щелочные ультраосновные породы в зонах разломов, 10—13 — постметаморфические серии: 10 — силурийско-девонские и более молодые вулканыты и осадки, 11 — ордовикские островодужные комплексы, 12 — ордовикские бимодальные вулканыты; 13 — постметаморфические коллизионные интрузивы: граниты и базиты; 14 — озера; 15 — надвиги. На врезке — геологическая схема участка Барчиколь: 1 — эклогиты, 2 — гнейсы и сланцы, 3 — карбонаты, гипербатыты, 4 — гранитоиды (а), ортогнейсы (б).

северо-востоку от оз. Малое Чебацье [Буслов и др., 2015]. Этот пояс включает чешуи метаморфических пород, извлеченных из зоны субдукции кембрийского возраста с разных глубин и с разной историей эксгумации, а также фрагменты исходных блоков Кокчетавского микроконтинента и его чехла, не вошедших в зону субдукции. В первом приближении можно выделить (в соответствии с римскими цифрами на рис. 13):

- I — Барчикольская и Кумдыкольская чешуи (с алмазоносными породами), глубина 150—180 км;
- IIб — Кулетская чешуя (с коэситовыми сланцами), глубина 130—140 км;
- IIа — несколько чешуй с эклогитами, глубина 90—120 км;
- III — самостоятельная чешуя кианит-силлиманитовых сланцев неясного генезиса;
- IV — комплекс низких давлений (даулетская серия);
- VI — фрагмент венд-кембрийской островной дуги с возрастом 580—520 млн лет [Буслов и др., 2015];

V и VII — чехол (V) и фундамент (VII, ортогнейсы, гранитогнейсы) с возрастом цирконов 1100—1400 млн лет — фрагменты микроконтинента.

Комплексы А, В, С (см. рис. 13) — более молодые, от ордовика до девона, их эволюция охарактеризована в работе [Добрецов и др., 2006].

В дальнейшем мы сконцентрируем внимание на Кумдыкольской чешуе. В ней изучены и разведаны алмазосодержащие породы на участках Кумдыколь. Схема строения наиболее изученного участка Кумдыколь показана на рис. 14, А; разбуренный разрез длиной 450 м представлен на рис. 14, Б под траншеями от одной линзы алмазосодержащих пород до другой (см. рис. 14, А) и детальный разрез половины галереи длиной 122 м с выделением прослоев разной алмазоносности (см. рис. 14, В). На разрезе 14, В выделены прослои с разной литологией мощностью свыше 0.5 м, но в самой галерее и в образцах местами видно более тонкое переслаивание порядка 1—10 см.

На рис. 14, Б показано крутопадающее залегание линз метаосадочных пород среди гранитов, гранитогнейсов и магматитов. Выделяются прослой доломитовых мраморов, в том числе с клиногумитом, сменяемые (замещаемые) известково-силикатными породами (преимущественно гранат-пироксеновыми ± кварц, калишпат), образовавшимися по кварцевым доломитам и мергелям (с калишпатом). На рис. 14, В показано, что алмазоносны преимущественно известково-силикатные породы (первично углистые или графитсодержащие). Выделяются зоны по 20—25 м мощностью слабоалмазоносные (2а), с повышенной алмазоносностью (2в), контрастная (2с) и наиболее богатая алмазами (2д); справа и слева от них биотит-фенгитовые и гранит-биотитовые гнейсы не алмазоносны.

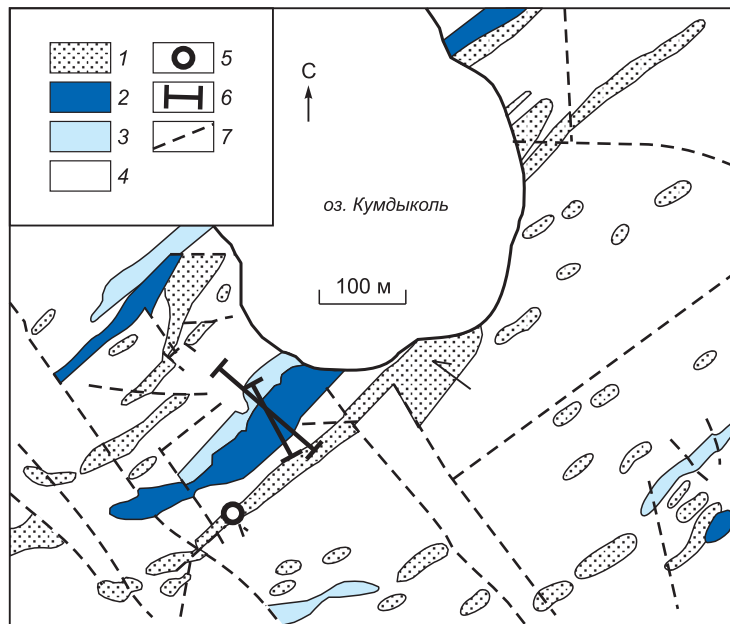
Несмотря на крутое залегание, породы хорошо сохраняют первичную слоистость и лишь местами рассланцованы и появляются диафоритовые фенгитовые сланцы (с гранатом и кианитом, показанные слева на рис. 14, Б). По заключению специалистов по структурному анализу [Theunissen et al., 2000; Корсаков и др., 2006] породы из Кумдыкольской алмазоносной чешуи показывают простую складчатую геометрию без развитых деформационных структур и линейности, в то время как породы других чешуй (в том числе Кулетской [Шацкий и др., 1998]) обнаруживают хорошо развитую линейность и деформационные микроструктуры, указывающие на интенсивную деформацию. Другими словами, Кумдыкольская чешуя транспортировалась в частично расплавленном состоянии и потому эксгумация ее была очень быстрой, а остальные чешуи Кокчетавского пояса эксгумировались в твердом состоянии по вязкопластичному механизму и потому медленно.

Две стадии эксгумации были обоснованы в работах [Hermann et al., 2001; Dobretsov, Shatsky, 2004], причем первая стадия была очень быстрой (> 6 см/год), вторая очень медленной (1 см/год и менее). Очень быстрая эксгумация (6—20 см/год в работе [Dobretsov, Shatsky, 2004]) была обоснована не только общими соображениями о наличии расплава, но и модельными оценками, основанными на публикациях [Dobretsov, Kirdyashkin, 1992], и минералогическими данными. Среди минералогических оценок можно упомянуть тонкую зональность в гранатах [Schertl, Sobolev, 2013], для которой диффузионное моделирование дает оценку ретроградного события около 0.1 млн лет; агрегацию азота в кокчетавских алмазах, фиксирующую нахождение алмазов с такой агрегацией при температуре 1000 °С не более 0.1 млн лет [De Corte et al., 2000], а также последние данные по сохранности в минералах изотопной зональности по кислороду [Sobolev et al., 2011].

Эти две стадии эксгумации до 20 кбар (основания утолщенной литосферы) показаны на рис. 15 вместе с другими оценками *PT*-условий метаморфизма и возраста этапов эксгумации. Этапы с возрастом 506—517 млн лет и давлениями менее 10 кбар характеризуют поздние этапы эволюции Кокчетавского пояса в коровых условиях. Важными являются точки максимума метаморфизма около 65 кбар и 1050 °С и точки на переходе от I ко II стадии эксгумации, датируемые по эклогитам 530—535 млн лет [Shatsky et al., 1999] и по цирконовым возрастам ранней стадии мигматизации 526 млн лет при поздней стадии около 520 млн лет [Ragozin et al., 2009].

Ранняя стадия мигматитов фиксируется по кварц-калишпатовым агрегатам и линзочкам, содержащим хорошо ограненные микрокристаллы алмаза [Михно, Корсаков, 2015]. Кварц и калишпат, по предположению А.В. Корсакова, кристаллизовались из расплава позже, как и сегрегированные мигматиты с возрастом 520 млн лет. Таким образом, ранние расплавы были высококальциевые и с алмазом, что свидетельствует, как справедливо отметили [Schertl, Sobolev, 2013], о возможном высоком содержании CO₂ в силикатном расплаве. Были описаны также карбонатно-силикатные микрокристаллические включения, интерпретируемые как раскристаллизованный карбонатно-силикатный расплав [Korsakov, Hermann, 2006; Hermann et al., 2006]. Они были найдены в гранате и калийсодержащем клинопироксене в известково-силикатных породах и характеризуются негативной кристаллической огранкой, т.е. были захвачены на глубине в этих высокобарических фазах. По мнению [Korsakov, Hermann, 2006; Михно, Корсаков, 2015], водные гранитные расплавы, возникавшие в метапелитах и гранитогнейсах реагировали с доломитами с образованием граната, клинопироксена, нового водно-карбонатно-силикатного расплава. Недавние находки флюидных и расплавных включений в К-пироксенах с прогрессивной зональностью позволили охарактеризовать прогрессивную стадию метаморфизма и расположить положение второй критической точки для известково-силикатных пород с водным (водно-карбонатным) составом флюида (см. рис. 6) при давлениях выше 7 ГПа и температуре около 1100 °С [Mikhno, Korsakov, 2013].

A



Б

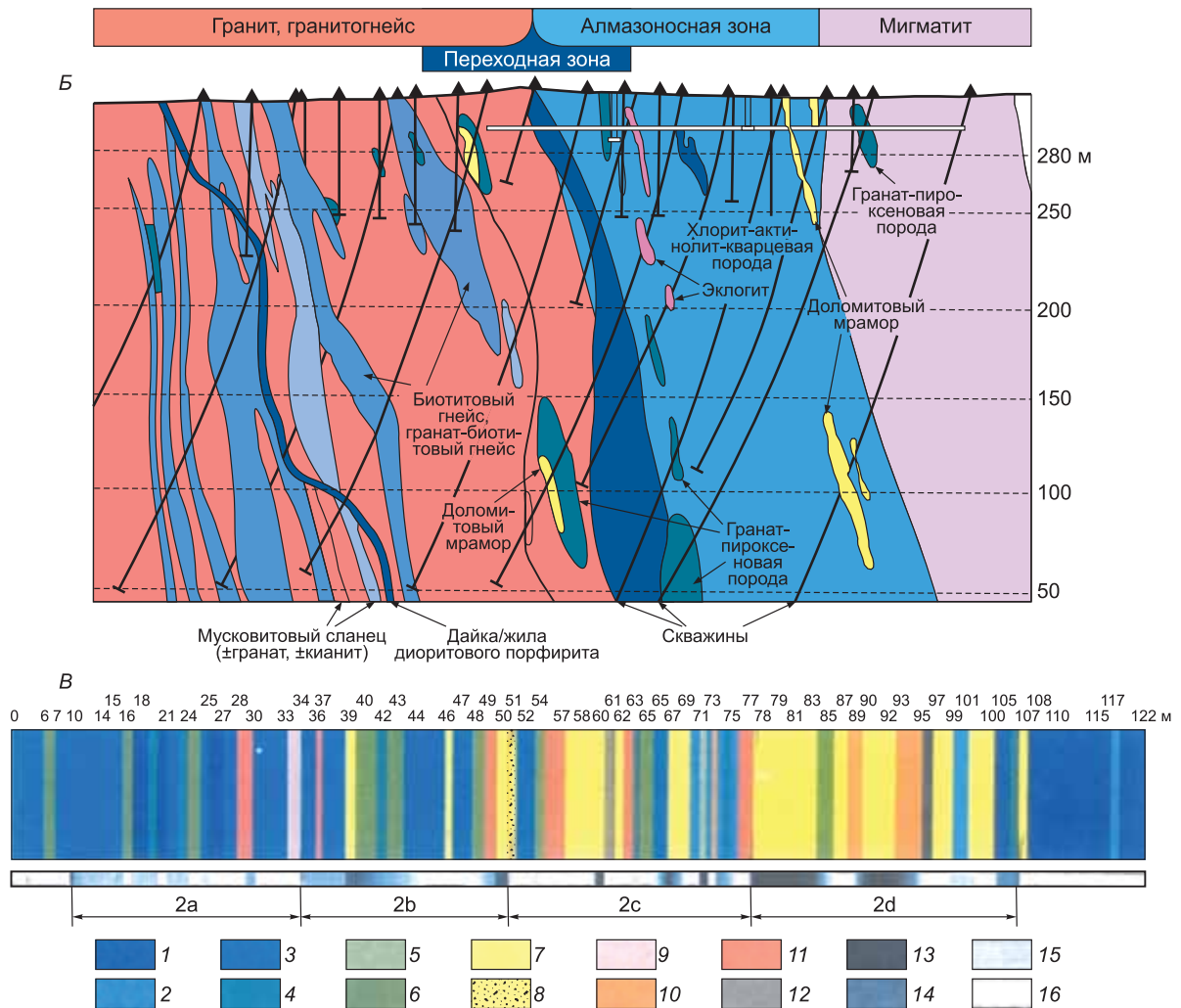


Рис. 14. Эскизная геологическая карта участка Кумдыколь (А); геологический профиль на участке Кумдыколь по данным бурения и исследования подземной галереи (Б); детальный профиль подземной галереи (0—122 м) на участке Кумдыколь, начиная с конца галереи, иллюстрирует раз-

личные типы пород и степень их метаморфизма по отношению к алмазу (B), по [Schertl, Sobolev, 2013] с изменениями.

A: 1 — эклогит, 2 — алмазоносная порода, 3 — палеозойский гранит, 4 — Grt-Bt(±Ms)-гнейс, 5 — Ti-клиногумитовый перидотит, 6 — разрезы на рис. B и B, 7 — разлом; B: 1—12 — тип породы: 1—4 — гнейс: 1 — гранат-биотитовый, 2 — гранат-клинопироксеновый, 3 — биотит-мусковитовый, 4 — цоизитовый; 5 — гранат-пироксен-кварцевая порода; 6 — метасоматически измененная гранат-пироксен-кварцевая порода; 7 — известково-силикатная порода; 8 — кварцевая жила; 9 — долерит; 10 — пироксен-кальциевая порода; 11 — измененная порода; 12 — сланец; 13—16 — степень алмазоносности породы: 13 — высокая, 14 — средняя, 15 — низкая, 16 — не содержит алмазов. 2a, 2b, 2c, 2d — см. в тексте.

Одновременно фиксируются поздние флюиды, обогащенные водой, не показывающие в рамановских спектрах присутствие CO₂, CH₄, N₂ [Korsakov et al., 2011], а также K-, P-, COH-включения стекла в алмазах [Hwang et al., 2006]. Все они могут быть продуктами распада первичного надкритического флюид-расплава или более сложных реакций. К сожалению, получить полную и систематическую картину

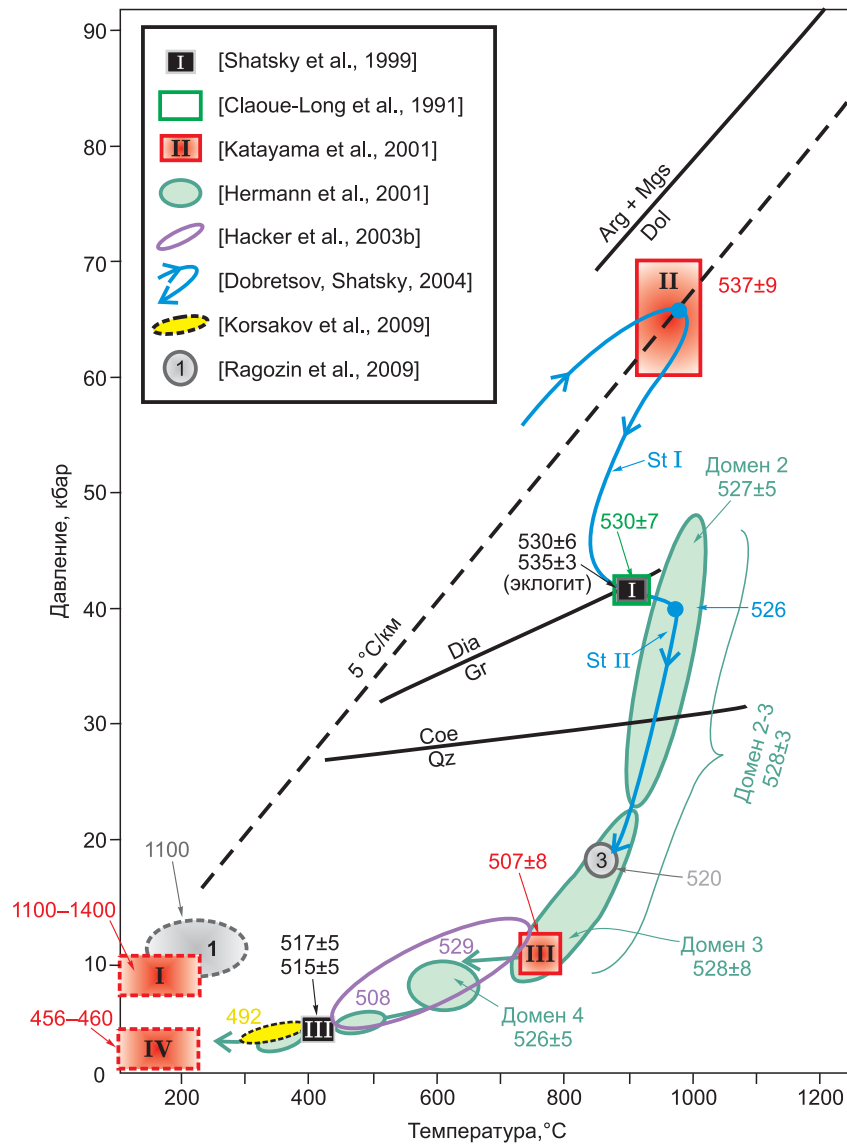


Рис. 15. Возрасты пород (млн лет) по данным различных авторов [Schertl, Sobolev, 2013].

Штриховая черная линия — линия минимального градиента 5 °C/км. Сплошные черные линии — линии фазовых переходов. Кривые реакции Dol = Arg + Mgs, по [Sato, Katsura, 2001], кривая перехода графит—алмаз, по [Kennedy, Kennedy, 1976], кривая перехода кварц—коэзит, по [Bose, Ganguly, 1995]. Стадии I и II (St I и St II) см. в тексте

не удастся, так как подавляющее большинство мигматитов и гранитов возникли в результате эксгумации и более поздних событий в ордовике—силуре, а фиксируемые расплавные включения дают только общее представление о разнообразии возникающих расплавов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модель любой зоны субдукции должна строиться как часть астеносферной конвекции, на структуру ячеек которой накладываются более мелкие структуры миграции флюидов и расплавов. Все три вида структур имеют свои особенности и варьируют в пространстве и времени. Остается главным вопросом, как эти структуры взаимодействуют между собой и чем регулируется баланс течений в отношении теплообмена и массообмена.

Для оценки баланса движущих сил в зонах субдукции важна оценка времени возникновения новых островных дуг, а также эпизодов задугового спрединга. Эти времена могут помочь в оценке эволюции напряженного состояния, эпизодов островодужного магматизма, задугового осадконакопления, объемов коры в островных дугах и скорости ее наращивания. Оценка последней, наиболее важного параметра, затруднена из-за других геологических процессов, влияющих на объем коры, как то: аккреционные-коллизийные процессы, подслаивание океанической коры под дугу, внедрение интрузий, эрозия.

Баланс массообмена оценивается по петрологическим и геохимическим индикаторам, отражающим соотношение водного флюида, водосодержащего расплава, сверхкритического флюида. Эти компоненты влияют на петрохимический состав мантийных выделений базальтов и андезитов, а также во многом определяют их геохимические характеристики.

Для оценки этого баланса важно моделирование PT -профиля, в частности, теоретические и экспериментальные оценки второй критической точки $2T_c$. Экспериментальное определение $2T_c$ является довольно сложной задачей, пока согласие достигнуто лишь для систем кварц— H_2O и альбит— H_2O . Также установлены более или менее достоверные оценки для систем перидотит— H_2O и эклогит— H_2O и определены тенденции $2T_c$ в системах с CO_2 . За счет разнообразия составов субдуцирующих пород качественное моделирование вулканизма затруднено, но тем не менее однообразный состав MORB и закономерное изменение состава магм дают некоторое представление о закономерностях процессов дегидратации и плавления слэба.

Сейсмология дает много информации о путях миграции флюидов и расплавов, так как малоглубинная сейсмичность связана с упругими деформациями, а глубинная — с фазовыми переходами, в том числе дегидратацией. Благодаря этому удается выделять границы погружающейся плиты, обнаруживать двойной сейсмический слой, вертикальные и наклонные области миграции флюидов в мантийном клине под вулканами в различных зонах субдукции. Региональная сейсмическая томография позволяет определить границы и форму слэба, которая может быть различной в зависимости от баланса действующих механических сил. С помощью локальной томографии стало возможным выделение основных и промежуточных магматических очагов, питающих вулканы, а также соединяющих их каналов.

Для сейсмических исследований необходима как можно более плотная сейсмическая сеть, работающая на протяжении нескольких лет. При таких условиях становится возможным более детальное исследование как региональной томографии, так и локальной — строения и поведения магматических систем под отдельными вулканами и группами вулканов. Наиболее плотная сеть расположена в Японии, что способствует лучшему по сравнению с другими регионами разрешению сейсмотомографических моделей.

Менее плотная и нерегулярная сейсмическая сеть на Камчатке все же позволяет обнаружить двойной сейсмический слой и получить томографические модели, определяющие каплеобразную форму слэба. Оценка времени формирования такой «капли» согласуется с оценками возраста Камчатской дуги, который был определен с помощью цирконовых возрастов толщ метаморфического комплекса Камчатки и анализа этапов вулканизма. Кроме того, благодаря детальному датированию вулканических пород показано, что основная их часть формируется за счет импульсов катастрофических кальдерных извержений, что также подтверждается оценками содержания воды и размеров глубинных магматических очагов. Оценено содержание расплава в глубинных и промежуточных очагах. Положение этих очагов рассчитано на базе сейсмичности и томографической инверсии. Наиболее изучены очаги под Ключевской группой вулканов, при этом в данном районе есть вероятность фиксирования подготовки кальдерных извержений. Для этой группы построена модель коровых очагов, а с помощью сейсмотомографии для разных интервалов времени показана изменчивость системы очагов в период активизации. Выделены этапы подготовки, активизации и релаксации, характеризующиеся разным состоянием очагов. Показано, что во время извержения питание Ключевского и Безымянного вулканов происходит из одного глубинного корового очага, но при этом Безымянный питается в основном из глубинного очага, минуя промежуточные камеры, что объясняет разный состав изверженных пород в этих вулканах. Также обна-

ружено, что после извержения промежуточные камеры исчезают и возобновляются только через несколько лет.

Исследования Камчатки и Японии подтверждают определяющую роль выплавления андезитов при субдукции океанической коры, а также сложность построения модели с независимой миграцией расплавов и флюидов. На примере Камчатки уточнена роль промежуточных камер на глубине 50—80 и около 30 км и показано значение малоглубинных камер как этапов подготовки к извержению.

Кокчетавский массив является уникальным объектом, так как эксгумация пород, претерпевших субдукцию, дает возможность напрямую исследовать состав и возраст расплавов, сопутствовавших субдукции на протяжении всей жизни процесса. Сложности вызывает тот факт, что большинство мигматитов и гранитов возникли в результате более поздних событий, чем субдукция, например, в результате самой эксгумации.

Мы видим, что в зоне субдукции действует много различных сил — механических, геохимических, динамики фазовых переходов и др. Баланс этих сил может быть определен из таких факторов, как скорость субдукции, возраст слэба, его толщина и температура, состав магматических пород, форма и поверхность слэба, наличие и состав погружающихся осадков. Вывод об этих факторах можно сделать из анализа вулканизма (состава и объема изверженных пород, типа извержений). Эти данные сильно варьируют в пространстве и времени, систематический анализ извержений в большинстве зон субдукции, к сожалению, отсутствует. Кроме того, на процесс субдукции накладываются многие другие процессы, также влияющие на значения регулирующих факторов.

Сейсмология оказывает большую поддержку определению баланса сил, однако она также требует систематических наблюдений — установки плотных и регулярных сетей станций, что достигнуто далеко не во всех зонах субдукции.

Тем не менее уже накоплен колоссальный объем информации по различным зонам субдукции, который необходимо систематизировать, выделить черты, общие для различных зон субдукции, и особенные для каждой из них. Эта задача довольно сложная, и ее решение требует комбинирования знаний из различных геологических направлений. Такое комбинирование предполагает сотрудничество ученых разного профиля, а также широкий кругозор каждого исследователя зон субдукции. Важную роль может сыграть мониторинговое систематическое изучение на таких полигонах, как Ключевская группа вулканов, Северо-Западная Япония и др.

Работа К.Д. Литасова поддержана Министерством образования и науки РФ (проект № 14. В25.31.0032), Н.Л. Добрецова — интеграционным проектом СО РАН № 20, И.Ю. Кулакова и Е.В. Кукариной — проектом РНФ-14-1700430.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Погруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002, № 4, с. 64—80.

Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсон Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология, 1995, т. 3, № 5, с. 42—67.

Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов над зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 992—1012.

Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И. Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 89—109.

Действующие вулканы Камчатки / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, т. 1, 302 с.; т. 2, 416 с.

Добрецов Н.Л. Петрологические и геохимические особенности субдукционного магматизма // Петрология, 2010, № 1, с. 1—24.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Моделирование процессов субдукции // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (5), с. 846—856.

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

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 806—816.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

- 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.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Полянский О.П.** Геодинамика, поля напряжений и условия деформаций в различных геодинамических обстановках // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 469—499.
- Иванов Б.А.** Андезиты Камчатки. М., Наука, 2008, 364 с.
- Изох А.Э., Смирнов С.З., Егорова В.В., Чанг Туан Ань, Ковязин С.В., Нго Тхи Фьонг, Калинина В.В.** Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтоидного вулканизма Центрального Вьетнама // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 925—943.
- Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М.** Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (7), с. 906—920.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
- Карпов Г.А.** Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения РАН, 1962—2012. Владивосток, Дальпресс, 2012, с. 216.
- Корсаков А.В., Тениссен К., Козьменко О.А., Овчинников Ю.И.** Реакционные структуры в клинозоизитовых гнейсах // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 499—512.
- 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.
- Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А.** Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1108—1125.
- Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Добрецов Н.Л.** Новейший и современный вулканизм на территории России. М., Наука, 2005, 604 с.
- Летников Ф.А.** Происхождение алмаза в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 2, с. 433—435.
- Лисицын А.П.** Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадко-накопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 373—401.
- Михно А.О., Корсаков А.В.** Карбонатитовый, силикатный и сульфидный расплавы: гетерогенность минералообразующей среды в породах сверхвысоких давлений Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 110—132.
- Низкоус И.В., Санина И.А., Гонтовая Л.И., Кисслинг Э.** Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан—континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии // Физика Земли, 2006, № 4, с. 18—29.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важевская А.А., Огородова А.С.** Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., Наука, 1972, 191 с.
- Перепелов А.Б.** Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2014, 41 с.
- Перепелов А.Б., Волынец О.П., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Антипин В.С., Каблуков А.В.** Калиевый щелочной базальтоидный вулканизм Западной Камчатки: геолого-геохимический обзор // Щелочной магматизм и проблема мантийных источников. Материалы Международного семинара. Иркутск, 2001, с. 57—77.
- Рябчиков И.Д.** Соединения углерода в условиях верхней мантии // Геохимия, 1988, № 11, с. 1539—1546.
- Соболев В.С.** Образование магм и магматических горных пород // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1976, с. 3—24.
- Соболев В.С., Соболев Н.В.** Проблема образования земной коры // Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С.** Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород // Геология и геофизика, 1987 (7), с. 77—80.
- Соколов С.Д.** Аккреционная тектоника: современное состояние проблемы // Геотектоника, 2003, № 1, с. 3—18.
- Соловьев А.В.** Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М., Наука, 2008, 319 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 577).
- Шацкий В.С., Тениссен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.** Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1039—1044.

Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко С.А., Палесский С.В., Николаева Г.В., Заячковский А.А. Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 485—498.

Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1261—1272.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1998, v. 103, № B12, p. 30055—30078.

Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagir M.V., Chen C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2010, v. 189, № 1, p. 57—80.

Boettcher A.L., Wyllie P.J. The system CaO-SiO₂-CO₂-H₂O-III. Second critical end-point on the melting curve // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, p. 611—632.

Bose K., Ganguly J. Quartz—coesite transition revisited: reversed experimental determination at 500—1200 C and retrieved thermochemical properties // *Amer. Miner.*, 1995, v. 80, p. 231—238.

Brudzinski M.R., Thurber C.H., Hacker B.R., Engdahl E.R. Global prevalence of double Benioff zones // *Science*, 2007, v. 316, № 5830, p. 1472—1474.

Castro A., Gerya T.V. Magmatic implications of mantle wedge plumes: experimental study // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 138—148.

Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond pressure metamorphism in the Kokchetav Massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710—713.

Clark S.R., Stegman D., Muller R.D. Episodicity in back-arc tectonic regimes // *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 2008, v. 171, p. 265—279.

Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // *Lithos*, 2005, v. 80, № 1—4, p. 33—44.

De Corte K., Korsakov A., Taylor W.R., Cartigny P., Ader M., De Paepe P. Diamond growth during ultrahigh-pressure metamorphism of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 428—438.

Dimalanta C., Taira A., Yumul G.P., Tokuyama H., Mochizuki K. New rates of Western Pacific island arc magmatism from seismic and gravity data // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 202, p. 105—115.

Duretz T., Gerya T.V., May D.A. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response // *Tectonophysics*, 2011, v. 502, p. 244—256.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G. Subduction zone dynamics: models of an accretional wedge // *Ofioliti*, 1992, v. 17, № 1, p. 155—164.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 317—318.

Engdahl E.R., Scholz C.H. A double Benioff zone beneath the central Aleutians: an unbending of the lithosphere // *Geophys. Res. Lett.*, 1977, v. 4, № 10, p. 473—476.

Faccenda M., Gerya T.V., Burlini L. Deep slab hydration induced by bending-related variation in tectonic pressure // *Nature Geoscience*, 2009, v. 2, p. 790—793.

Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 933—938.

Gerya T. Future directions in subduction modeling // *J. Geodynamics*, 2011, v. 52, № 5, p. 344—378.

Gerya T.V., Yuen D.A., Serve E.O.D. Dynamical causes for incipient magma chamber above slabs // *Geology*, 2004, v. 32, p. 89—92.

Gilotti J.A. The realm of ultrahigh-pressure metamorphism // *Elements*, 2013, v. 9, p. 255—260.

Grand S.P. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2002, v. 360, № 1800, p. 2475—2491.

Grove T.L., Chatterjee N., Parman S.W., Médard E. The influence of H₂O on mantle wedge melting // *Earth Planet. Sci.*, 2006, v. 249, p. 74—89.

Gurnis M., Hall C., Lavier L. Evolving force balance during incipient subduction // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, v. 5, № 7, doi:10.1029/2003GC000681.

Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2003a, v. 108, № B1, p. ESE11.1—ESE11.16, doi:10.1029/2001JB001129.

Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Lithos*, 2003b, v. 70, p. 61—75.

Hasegawa A., Nakajima J., Uchida N., Okada T., Zhao D., Matsuzawa T., Umino N. Plate subduction, and generation of earthquakes and magmas in Japan as inferred from seismic observations: an overview // *Gondwana Res.*, 2009, v. 16, № 3, p. 370—400.

Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S. Multiple growth during fast exhumation of diamondiferous deeply subducted continental crust (Kochetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.

Hermann J., Spardler C., Hack A., Korsakov A.V. Aqueous fluids and hydrous melts in high pressure and ultra-high pressure rocks: implications of element transfer in subduction zones // *Lithos*, 2006, v. 92, p. 399—417.

Honda S., Gerya T.V., Zhu G.A. A simple three-dimensional model of thermo-chemical convection in the mantle wedge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 290, p. 311—318.

Hourigan J.R., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B., Garver J.I., Stevenson J., Reiners P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *Amer. J. Sci.*, 2009, v. 309, p. 333—396.

Huang W.L., Wyllie P.J. Phase relationships of *S*-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1981, v. 86, p. 10515—10529.

Hwang S.L., Chu H.T., Yui T.F., Shen P.Y., Schertl H.B., Liou J.G., Sobolev N.V. Nanometer-size P|K-rich silica glass (former melt) inclusions in microdiamond from gneisses of Kokchetav and Erzgebirge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 94—106.

Iyer K., Rüpke L.H., Phipps Morgan J., Grevemeyer I. Controls of faulting and reaction kinetics on serpentinization and double Benioff zones // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2012, v. 13, № 9, doi:10.1029/2012GC004304.

Jaxybulatov K., Koulakov I., Dobretsov N.L. Segmentation of the Izu-Bonin and Mariana plates based on the analysis of the Benioff seismicity distribution and regional tomography results // *Solid Earth*, 2013, v. 4, p. 1—15, doi:10.5194/se-4-1-2013.

Kasatkina E., Koulakov I., West M., Izbekov P. Structure of magma reservoirs beneath the Redoubt volcano inferred from local earthquake tomography // *J. Geophys. Res.*, 2014, v. 119, № 6, p. 4938—4954.

Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.

Kawamoto T., Ochiai S., Kagi H. Changes in the structure of water deduced from the pressure dependence of the Raman OH frequency // *J. Chem. Phys.*, 2004, v. 120, № 13, p. 5867—5870.

Kawamoto T., Kanzaki M., Mibe K., Matsukage K.N., Ono S. Separation of supercritical slab-fluids to form aqueous fluid and melt components in subduction zone magmatism // *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2012, v. 109, p. 18695—18700.

Kelemen P.B., Hanghoj K., Green A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arc, with an emphasis on primitive andesites and lower crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.H. Holland, K.K. Turekian. Elsevier, 2004, p. 593—659.

Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 2467—2470.

Kessel R., Ulmer P., Pettke T., Schmidt M.W., Thompson A.B. The water-basalt system at 4 to 6 GPa: phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400 °C // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 237, p. 873—892.

Kita N., Okada T., Nakajima J., Matsuzawa T., Hasegawa A. Existence of a seismic belt in the upper plane of the double seismic zone extending in the along-arc direction at depths of 70—100 km beneath NE Japan // *Geophys. Res. Lett.*, 2006, v. 33, № L24310, doi:10.1029/2006GL028239.

Kita N.T., Ushikubo T., Fu B., Valley J.W. High precision SIMS oxygen isotope analyses and the effect of sample topography // *Chem. Geol.*, 2009, v. 264, p. 43—57.

Kogiso T., Omori S., Maruyama S. Magma genesis beneath Northeast Japan arc: a new perspective on subduction zone magmatism // *Gondwana Res.*, 2009, v. 16, p. 446—457.

Korsakov A.V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamond, in deeply subducted carbonate rocks // *Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 104—118.

Korsakov A.V., Travin A.V., Yudin D.S., Marschall H.R. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tourmaline from metamorphic rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Dokl. Earth Sci.*, 2009, v. 424, p. 168—170.

Korsakov A.V., Dieing T., Golovin A.V., Toporski J. Raman imaging of fluid inclusions in garnet from UHPM rocks (Kokchetav massif, Northern Kazakhstan) // *Spectrochim. Acta, Part A, Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 2011, v. 80, p. 88—95.

Koulakov I., Sobolev S.V., Asch G. *P*- and *S*-velocity images of the lithosphere—asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion // *Geophys. J. Inter.*, 2006, v. 167, № 1, p. 106—126.

Koulakov I., Bohm M., Asch G., Lühr B.-G., Manzanares A., Brotopuspito K.S., Pak Fauzi, Purbawinata M.A., Puspito N.T., Ratdomopurbo A., Kopp H., Rabbel W., Shevkunova E. *P*- and *S*-velocity structure of the crust and the upper mantle beneath central Java from local tomography inversion // *J. Geophys. Res.*, 2007, v. 112, № B08310, doi:10.1029/2006JB004712.

Koulakov I., Jakovlev A., Luehr B.G. Anisotropic structure beneath central Java from local earthquake tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009a, v. 10, № Q02011, doi:10.1029/2008GC002109.

Koulakov I., Yudistira T., Luehr B.G. *P*-, *S*-velocity and v_p/v_s ratio beneath the Toba caldera complex (Northern Sumatra) from local earthquake tomography // *Geophys. J. Inter.*, 2009b, v. 177, № 3, p. 1121—1139.

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., West M., Izbekov P. Fluid ascent during the 2004—2005 unrest at Mt. Spurr inferred from seismic tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2013a, v. 40, iss. 17, p. 4579—4582, doi: 10.1002/grl.50674.

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.*, 2013b, v. 263, p. 75—91, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.10.014.

Kuznetsov P.Y., Koulakov I.Yu. The three-dimensional structure beneath the Popocatepetl volcano (Mexico) based on local earthquake seismic tomography // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2014, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.02.017.

Litasov K.D., Ohtani E. Effect of water on the phase relations in Earth's mantle and deep water cycle // *Advances in high-pressure mineralogy* / Ed. E. Ohtani. *Geol. Soc. Amer. Special Papers*, 2007, p. 115—156.

Liu J., Bohlen S.R., Ernst W.G. Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 143, p. 161—171.

Luehr B.-G., Koulakov I., Rabbel W., Zschau J., Ratdomopurbo A., Brotopuspito K.S., Fauzi P., Sahara D.P. Fluid ascent and magma storage beneath Gunung Merapi revealed by multi-scale seismic imaging // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2013, v. 261, p. 7—19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.015>.

Marot M., Monfret T., Pardo M., Ranalli G., Nolet G. A double seismic zone in the subducting Juan Fernandez Ridge of the Nazca Plate (32° S), central Chile // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2013, v. 118, № 7, p. 3462—3475.

Marsh B.D. On the mechanics of igneous diapirism, stopping and zone melting // *Amer. J. Sci.*, 1982, v. 282, p. 809—852.

Marsh B.D., Carmichael I.S. Benioff zone magmatism // *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 1196—1206.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite—trondhjemite—granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, № 1, p. 1—24.

Maruyama Sh. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Jaran*, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.

Maruyama S., Liou J.G. From Snowball to Phanerozoic Earth // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 775—791.

Matsubara M., Obara K., Kasahara K. Three-dimensional *P*- and *S*-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography // *Tectonophysics*, 2008, v. 454, № 1, p. 86—103.

Mibe K., Kanzaki M., Kawamoto T., Matsukage K.N., Fei Y.W., Ono S. Determination of the second critical end point in silicate-H₂O systems using high-pressure and high-temperature X-ray radiography // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2004, v. 68, p. 5189—5195.

Mibe K., Kanzaki M., Kawamoto T., Matsukage K.N., Fei Y.W., Ono S. Second critical endpoint in the peridotite-H₂O system // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2007, v. 112, № B03201, doi: 10.1029/2005jb004125.

Mikhno A.O., Korsakov A.V. K₂O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 920—930.

- Myhill R., Warren L.M.** Fault plane orientations of deep earthquakes in the Izu-Bonin-Marianas subduction zone // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2012, v. 117, № B6, doi: 10.1029/2011JB009047.
- Nakajima A., Tsuchi T., Ohyashiki K.** Three-dimensional structure of V_p, V_s, and V_p/V_s beneath northeastern Japan: implications for arc magmatism and fluids // *Leukemia*, 2001, v. 15, p. 989—990.
- Nakajima J., Tsuji Y., Hasegawa A., Kita S., Okada T., Matsuzawa T.** Tomographic imaging of hydrated crust and mantle in the subducting Pacific slab beneath Hokkaido, Japan: evidence for dehydration embrittlement as a cause of intraslab earthquakes // *Gondwana Res.*, 2009, v. 16, p. 470—481.
- Nikolaeva K., Gerya T.V., Margues F.O.** Subduction initiation at passive margins: numerical modeling // *J. Geophys. Res.*, 2010, v. 115, № BO3406.
- Nichols G.T., Wyllie P.J., Stern C.R.** Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments // *Nature*, 1994, v. 371, p. 785—788.
- Nizkous I., Kissling E., Sanina I., Gontovaya L., Levina V.** Correlation of Kamchatka lithosphere velocity anomalies with subduction processes // *Geophys. Monograph Series*, 2007, v. 172, p. 97—106.
- Omori S., Kamiya S., Maruyama S., Zhao D.** Morphology of the intraslab seismic zone and devolatilization phase equilibria of the subducting slab peridotite // *Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 2002, v. 76, p. 455—478.
- Omori S., Kita S., Maruyama S., Santosh M.** Pressure-temperature conditions of ongoing regional metamorphism beneath the Japanese Islands // *Gondwana Res.*, 2009, v. 16, p. 458—469.
- Parkinson C.D., Katayama I., Liou J.D., Maruyama Sh.** The diamond-bearing Kokchetav massif, Kazakhstan: petrochemistry and tectonic evolution of an ultra-high pressure terrane. Tokyo, Univ. Acad. Press., 2002, 527 p.
- Patane D., Barberi G., Cocina O., De Gori P., Chiarabba C.** Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna // *Science*, 2006, v. 313, p. 821—823, doi:10.1126/science.1127724.
- Peacock S.M.** Thermal and petrologic structure of subduction zones // *Subduction: top to bottom* / Eds. G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby, J.P. Platt. Amer. Geophys. Union, Washington, D.C. 1996, p. 119—133.
- Peacock S.M.** Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducted oceanic mantle // *Geology*, 2001, v. 29, p. 299—302.
- Peacock S.M., Wang K.** Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan // *Science*, 1999, v. 286, № 5441, p. 937—939.
- Poli S., Schmidt M.W.** Experimental subsolidus studies on epidote minerals // *Rev. Miner. Geochem.*, 2004, v. 56, № 1, p. 171—195.
- Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V.** The timing of retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region // *Lithos*, 2009, v. 109, p. 274—284.
- Reymer A., Schubert G.** Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth // *Tectonics*, 1984, v. 3, № 1, p. 63—77.
- Reynard B., Nakajima J., Kawakatsu H.** Earthquakes and plastic deformation of anhydrous slab mantle in double Wadati-Benioff zones // *Geophys. Res. Lett.*, 2010, v. 37, № 24, doi: 10.1029/2010GL045494.
- Ringwood A.E., Green D.H.** Experimental investigations bearing on the nature of the Mohorovicic discontinuity // *Nature*, 1964, v. 201, p. 566—567.
- Ringwood A.E., Green D.H.** An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications // *Tectonophysics*, 1966, v. 3, № 5, p. 383—427.
- Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F.** Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle // *Science*, 2000, v. 287, p. 278—281.
- Ryerson F., Watson E.** Rutile saturation in magmas: implications for TiNbTa depletion in island-arc basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 86, p. 225—239.
- Sato K., Katsura T.** Experimental investigation on dolomite dissociation into aragonite + magnesite up to 8.5 GPa // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 184, p. 529—534.
- Schertl H.P., Sobolev N.V.** The Kokchetav massif, Kazakhstan: «type location» of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 5—38.
- Schmidt M.W., Poli S.** Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 163, p. 361—379.
- Schmidt M.W., Poli S.** Generation of mobile components during subduction of oceanic crust // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, Elsevier, Pergamon, 2003, p. 567—591.
- Schneider M.E., Eggler D.H.** Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1986, v. 50, p. 711—724.
- Scholz C.H.** Earthquakes and friction laws // *Nature*, 1998, v. 391, p. 37—42.

Schurr B., Asch G., Rietbrock A., Trumbull R., Haberland C.H. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 215, № 1, p. 105—119.

Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troeseh M. Geochemistry and age of UHP metamorphic rocks from the Kokchetav massif (North Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.

Sobolev N.V., Shatsky V.S., Liou J.G., Zhang R.Y., Hwang S.L., Shen P., Chu H.T., Yui T.F., Zayachkovsky A.A., Kasymov M.A. US-Russian Civilian Research and Development Fund Project: an origin of microdiamonds in metamorphic rocks of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Episodes*, 2003, v. 26, № 4, p. 290—294.

Sobolev N.V., Schertl H.P., Valley J.W., Page F.Z., Kita N.T., Spicuzza M.J., Neuser R.D., Logvinova A.M. Oxygen isotope variations of garnets and clinopyroxenes in a layered diamondiferous calc-silicate rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: a window into the geochemical nature of deeply subducted UHPM rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 162, № 5, p. 1079—1092.

Stalder R., Ulmer P., Thompson A.B., Gunther D. High pressure fluids in the system MgO-SiO₂-H₂O under upper mantle conditions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 140, p. 607—618.

Stankiewicz J., Ryberg T., Haberland C., Natawidjaja D. Lake Toba volcano magma chamber imaged by ambient seismic noise tomography // *Geophys. Res. Lett.*, 2010, v. 37, № 17, doi:10.1029/2010GL044211.

Stein C.A., Stein S. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age // *Nature*, 1992, v. 639, p. 123—129.

Stern R. Subduction initiation: spontaneous and induced // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 226, p. 275—292.

Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2010, v. 183, № 1—2, p. 73—90, doi:10.1016/j.pepi.2010.02.004.

Tatsumi Y. Migration of fluid and genesis of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 4697.

Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A., Travin A., Shatsky V.S., Smirnova L., Boven A. Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (north Kazakhstan): difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 428—438.

Turcotte D.L., Schubert G. *Geodynamics: application of continuum physics to geological problem.* N.Y., Jon Wiley, 1982, 450 p.

Turner S., Sims K., Reagan M., Cook C. ²¹⁰Pb-²²⁶Ra-²³⁰Th-²³⁸U study of Klyuchevskoy and Bezymyanny volcanoes, Kamchatka // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, № 19, p. 4771—4785.

Ueda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductology // *Tectonophysics*, 1982, v. 81, p. 173—159.

Ueki K., Iwamori H. Melting condition and origin of arc magmas beneath the Sengan region, Northeastern Japan // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, p. A1045.

Wagner D., Koulakov I., Rabbel W., Luehr B.-G., Wittwer A., Kopp H., Bohm M., Asch G. MERA-MEX Scientists. Joint inversion of active and passive seismic data in Central Java // *Geophys. J. Inter.*, 2007, v. 170, p. 923—932, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03435.x.

Widom E., Kepezhinskas P., Defant M.J. Os and Sr isotope signatures in Kamchatka adakites, Nb-rich arc basalts and mantle pyroxenites: inferences on mantle and crustal processes // *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2003, v. 1, p. 0369.

Wyllie P.J., Ryabchikov I.D. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1195—1206.

Xia S., Zhao D., Qiu X. Tomographic evidence for the subducting oceanic crust and forearc mantle serpentinization under Kyushu, Japan // *Tectonophysics*, 2008, v. 449, № 1, p. 85—96.

Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G., Coleman R.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *J. Metamorphic Geol.*, 1997, v. 15, № 4, p. 479—496.

Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2004, v. 146, № 1, p. 3—34.

Поступила в редакцию

23 апреля 2014 г.