

О ПЕРИОДИЧНОСТИ И РАЗНОМАСШТАБНЫХ ФАКТОРАХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Н.Л. Добрецов

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

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

Выделены три уровня периодичности вулканических извержений, отличающихся причинно-следственными связями. Первый уровень малого масштаба и длительностью от десятков до тысяч лет обусловлен периодическим накоплением расплава в промежуточных камерах и периодическим их извержением как по внутренним причинам, так и под триггерным влиянием внешних причин (солнечная активность, приливное изменение скорости вращения Земли). Второй, среднемасштабный уровень (от сотен тысяч до миллионов лет) обусловлен периодичностью перестроек зон спрединга и субдукции, третий, наиболее масштабный и длительный уровень периодичности (30—120 млн лет) — периодическими накоплениями расплава на границе ядра и мантии, подъемом мантийных плюмов и последующим ускорением конвекции. Вероятно, эти же причины являются главным регулятором среднего уровня периодичности. Ускорение конвекции в астеносфере, вызванное периодическими импульсами мантийных струй, определяет изменения ансамбля движущихся плит через изменения зон спрединга.

Промежуточный уровень периодичности (сотни тысяч лет — первые миллионы лет) проиллюстрирован на примере Камчатки и Японии, где периодические изменения интенсивности субдукционного магматизма обусловлены перестройкой задуговых бассейнов (Шикоку, Японского моря, Южно-Курильского бассейна).

Вулканизм, периодичность, масштаб извержений, спрединг, субдукция, мантийные плюмы.

PERIODICITY AND DRIVING FORCES OF VOLCANISM

N.L. Dobretsov

The volume and style of volcanism change periodically, with cycles of three main scales, which have different causes and effects. Short cycles of volcanic activity last from tens to thousands of years and are associated with periodic accumulation of magma in shallow chambers and its subsequent eruptions. The eruptions either have internal causes or are triggered externally by variations in solar activity, tidal friction, and Earth's rotation speed. Medium-scale cycles, hundreds of thousands to millions of years long, are due to changes in spreading and subduction rates. Long cycles (30–120 Ma) are related to ascent of mantle plumes, which take away material and heat from the core–mantle boundary and change the convection rate. These appear to be the major controls of the average periodicity. Acceleration of asthenospheric convection caused by periodic plume activity pulses can change spreading rates and, correspondingly, the relative positions of moving plates. The medium-scale periodicity of volcanism is illustrated by the examples of Kamchatka and Japan, where the intensity of subduction magmatism changes periodically in response to the opening of back-arc basins (Shikoku, Sea of Japan, and South Kurile basin).

Periodicity, volcanism, mantle plume, spreading, subduction, eruption volume

ВВЕДЕНИЕ

Возможная связь мантийно-плюмового, в меньшей мере субдукционного, магматизма с космическими факторами и изменением скорости вращения Земли в последние 15 лет активно обсуждается во многих работах [Авсюк, 2001; Добрецов, Чумаков, 2001; Глуховский, 2005; Хаин, Халимов, 2009; Белов и др., 2009; Глуховский, Кузьмин, 2015; Добрецов, Туркина, 2015], но все еще является спорной. В част-

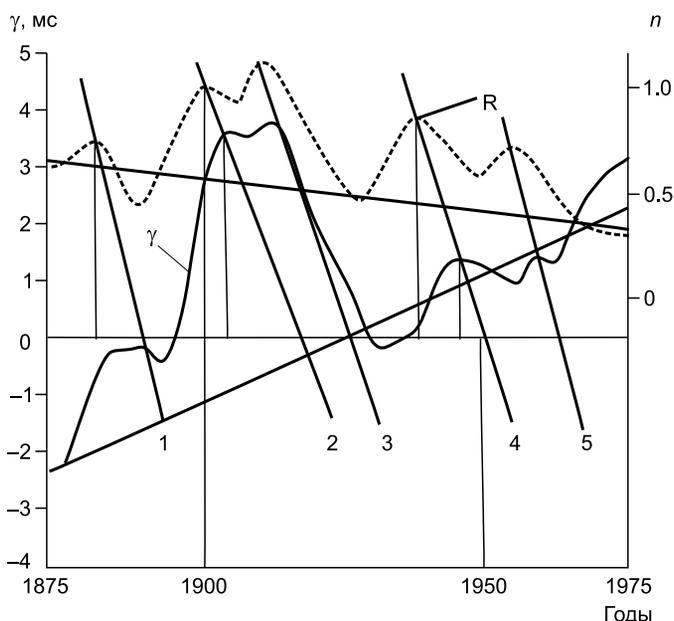
ности, аргументация различна для быстрых высокочастотных и медленных вариаций. Ниже будет показано, что для высокоскоростных (десятки — сотни лет) и малых импульсов магматизма возможен триггерный механизм таких слабых воздействий, как изменение солнечной активности (в масштабах 22—95 лет) и изменение скорости вращения Земли (в тех же масштабах). Но главная геологическая периодичность магматизма и других геодинамических процессов (в масштабе десятки — сотни миллионов лет) может быть объяснена только масштабными геодинамическими причинами, такими как периодический перегрев ядра и периодические изменения конвекции в мантии Земли, прежде всего в астеносфере.

КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ ВАРИАЦИИ ВУЛКАНИЗМА

Активность вулканов рифтового (плюмового) типа отчетливо коррелируется с вариациями длительности земных суток (рис. 1). Но максимумы числа извержений на кривой R опережают максимумы длительности суток и по принципу причинности — «причина всегда предшествует следствию» [Гегель, 1975; Жарков, 2000], число извержений, определяющее перераспределение масс в земной коре, является причиной, а микроизменение скорости вращения может являться следствием — реакцией на изменение момента инерции планеты за счет перераспределения масс в коре. При этом корреляция импульсов (см. рис. 1) происходит на фоне противоположных трендов — длительность суток растет (скорость вращения Земли убывает, как и следовало ожидать), а число извержений рифтовых (плюмовых) вулканов убывает (на данном интервале времени от 7 за десять лет до 4 за десять лет, см. рис. 1). После 1970 г. средняя длительность суток вновь убывает, что объясняется вековой изменчивостью суток. Кроме многомодальности колебаний, весьма вероятно, что связь длительности суток и числа извержений не причинная, а опосредованная, т.е. импульсы извержений имеют триггерный характер [Хаин, Халилов, 2009].

Одновременно за тот же интервал времени (1850—2000 гг.) наблюдается отчетливая корреляция активности вулканов с солнечной активностью (числами Вольфа (W) на рис. 2), причем корреляция для субдукционных вулканов (С, см. рис. 2, а) заметно лучше, чем для рифтовых (плюмовых) вулканов (R, см. рис. 2, б). Ясно, что изменения интенсивности вулканов не могут быть причиной изменения солнечной активности, а влияние солнечной активности на активность вулканов еще более опосредованная (например, через изменения климата и напряженного состояния). В таблице показано, что в течение длительного времени (500 лет для вулканов С и 300 лет для вулканов R (или P)) наблюдаются две устойчивые моды [Хаин, Халилов, 2009] — около 22 лет и 44—51 год, что соответствует «солнечному году» (22 г.) и близко удвоенному солнечному году (44 г.). Большие вариации для вулканов P, как и худшая корреляция, объясняются, скорее всего, меньшей статистикой (для вулканов типа R 1—5 извержений за 10 лет) по сравнению с вулканами субдукционными (10—20 извержений за 10 лет, см. рис. 2).

Установлена также отчетливая корреляция импульсов (22 г.) и циклов (около 50—100 лет) сейсмической активности с интенсивностью вулканизма, а через них — и с пиками солнечной активности [Белов и др., 2009; Хаин, Халилов, 2009]. Наилучшая корреляция возникает между числами Вольфа и



активностью грязевых вулканов, что объясняется сопряженностью зон грязевых вулканов с зонами сжатия, отчетливо видной на примере Кавказско-Копетдагского района (см. рис. 28 и 57 в [Хаин, Халилов, 2009]). Импульсы сжатия, коррелирующиеся с солнечной активностью, отражаются в увеличении числа извержений грязевых вулканов в осадочных бассейнах, примыкающих к зонам сжатия, причем с хорошей статистикой, поскольку

Рис. 1. Сопоставление вариаций длительности земных суток (γ (мс) и числа вулканических извержений (n) рифтового типа (R) в год ([Хаин, Халилов, 2009] с изменениями).

Линии 1—5 соединяют соответствующие максимумы 1—5 коррелирующих вариаций в течение 1875—1975 гг. со сдвигом во времени.

Значения главных периодов гармоник солнечной активности (чисел Вольфа), вариаций длительности суток и числа извержений разнотипных вулканов ([Хаин, Халилов, 2009] с дополнениями)

Интервалы вариаций числа Вольфа, годы	Вариации числа Вольфа	Извержения вулканов типа рифтовые (R), субдукционные (C), грязевые						Грязевые
		Тип R ₁	Тип R ₂	Тип R ₁ , XIX—XX вв.	Тип C, XVII в.	Тип C, XIX в.	Тип C, XIX—XX вв.	
11.2	10—12	—	12	11	11	—	10	12
22	20—27	27	21	22	22	20	21	22
44	40—51	46	44	47	40	50	51	45 (42—49)
85	85—90 (?)	90	90	—	—	—	—	—

грязевых вулканов много и извергаются они чаще, чем обычные вулканы, реагируя даже на малые импульсы сжатия.

В работе В.Е. Хаина и Э.Н. Халилова [2009], из которой взяты диаграммы рис. 1, 2 (с добавлениями), сделан вывод, что «проведенные исследования позволяют предположить влияние 22-летних циклов солнечной активности на проявления современной тектонической активности Земли, отражением которой в поясах сжатия и растяжения являются извержения вулканов и землетрясения» [Хаин, Халилов, 2009, с. 211]. Причем «...чрезвычайно важен сам факт наличия в тектонических процессах циклов, сопоставимых с периодами солнечной активности». Старая идея о солнечной активности как триггер-

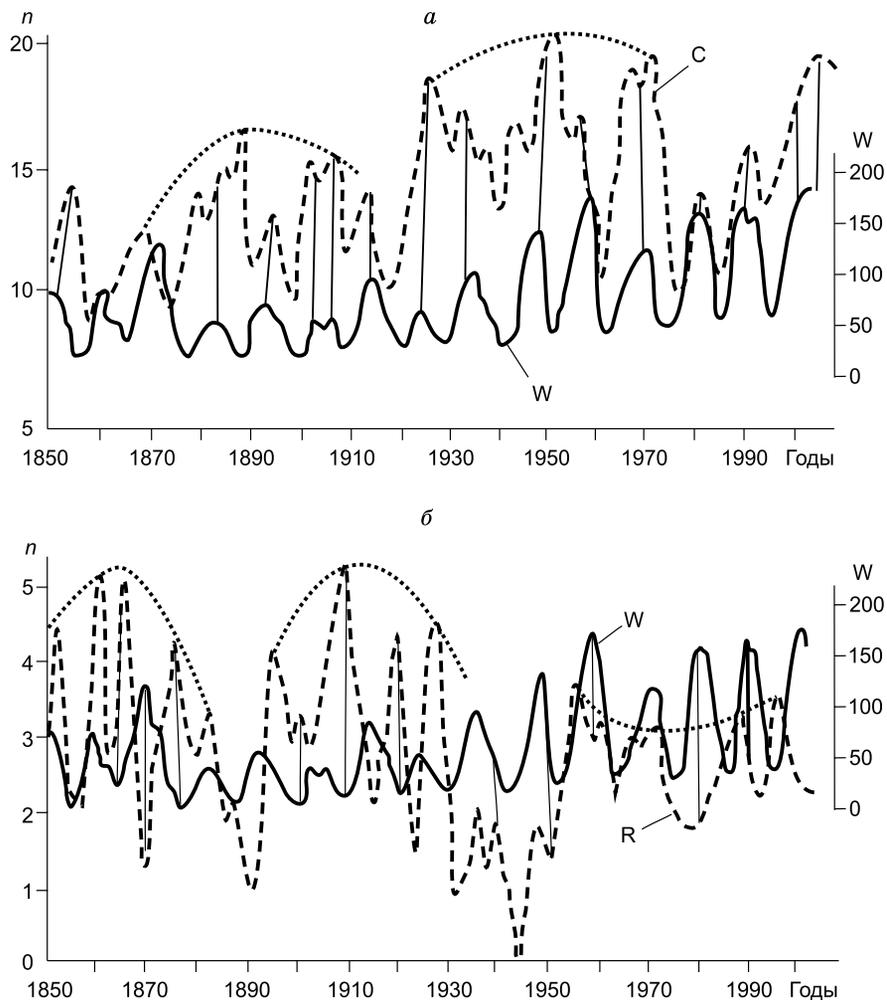


Рис. 2. Сопоставление солнечной активности (числа Вольфа W) и число извержений *n* (за 10 лет) вулканов субдукционного типа C (а) и рифтового типа R (б) в течение 1850—2000 гг.

Вертикальными линиями соединены соответствующие максимумы W и C (15 соответствий из 18) на рис. а и W и R на рис. б (11 соответствий из 18). Пунктирные линии показывают вариации более высокого порядка (около 60 лет) ([Хаин, Халилов, 2009] с добавлениями).

ном механизме землетрясений [Simpson, 1968], как и извержений вулканов (см. рис. 2), получает новое подтверждение. К этому надо добавить, что влияние солнечной активности на тектонические и вулканические процессы сложное и опосредованное, так как возникает целая цепочка процессов с прямыми и обратными связями (изменения солнечной активности — изменения климата — периодическое усиление тайфунов, ливней, оползней — импульсы приливных течений — импульсные ускорения вращения Земли — импульсы землетрясений — увеличение числа извержений грязевых и (реже) обычных вулканов [Жарков, 2000; Хаин, 2003; Хаин, Халилов, 2009]).

Триггерными элементами этой цепочки для «запуска» механизма извержений являются оползни и импульсы землетрясений, которые могут приоткрыть трещины к каналу извержения.

ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ ВАРИАЦИИ ВУЛКАНИЗМА

На длительных масштабах, сопоставимых с тектоническими циклами Штилле (30 млн лет) и Бертрана (120 млн лет) [Добрецов, 1997, 2010а; Добрецов и др., 2001; Хаин, 2003], отчетливо проявляется крупномасштабная периодичность вулканических извержений (рис. 3), наиболее обоснованная для плюмового магматизма [Добрецов, 2005, 2010а; Диденко, 2011], коррелируемая, в свою очередь, с числом магнитных инверсий, т.е. процессами в земном ядре [Larson, Olson, 1991; Mazaud, Laj, 1991; Добрецов и др., 2001; Диденко, 2011].

Некоторые из импульсов плюмового магматизма совпадают с импульсным замедлением вращения Земли и увеличением числа суток в годовом цикле, фиксируемом по кольцам роста кораллов и двусторчатых моллюсков в интервалах 150—230, 350—410, 540—600 млн лет [Varga, 1996; Жарков, 2000]. Этот вопрос требует специального изучения (см. [Марчук, Каган, 1991; Жарков, 2000]), хотя, скорее всего, слугит дополнительной иллюстрацией к весьма сложной и очень масштабной цепочке событий с прямыми и обратными связями: периодический перегрев ядра из-за низкой проницаемости нижней мантии для расплавов и флюидов — периодическое возникновение импульсов мантийных плюмов (в среднем через 30 млн лет) — изменение течений в жидком ядре после отвода тепла импульсом плюмов — импульс смены полярности магнитного поля — ускорение конвекции в астеносфере из-за того же импульса плюмов — массовые излияния мантийных расплавов, обогащенных CO_2 и (или) S, — изменения рельефа и осадочных бассейнов — вариации океанических течений и климата — биотические кризисы — в некоторых случаях замедление вращения Земли, влияющее также на климат и количество извержений [Жарков, 2000; Добрецов и др., 2001; Хаин, 2003; Диденко, 2011; Добрецов, Туркина, 2015]. Эта цепочка процессов, вероятно, неполная и требует тщательного моделирования и проверок, но общая канва событий выглядит правдоподобной и очень масштабной по последствиям, включая самые масштабные вымирания на границе перми и триаса [Добрецов, 1997, 2010а; Добрецов и др., 2001].

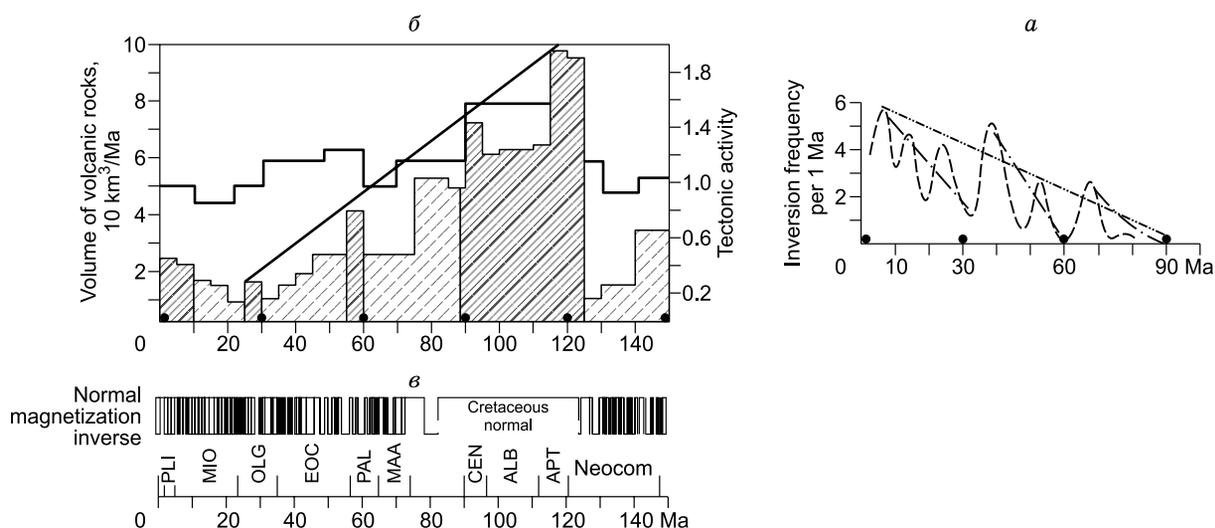


Рис. 3. Корреляция плюмового магматизма, инверсий магнитного поля и тектонической активности (модифицировано из [Larson, Olson, 1991; Mazaud, Laj, 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов и др., 2001]):

a — частота инверсий магнитного поля; *б* — объемы мантийного магматизма (10^6 км^3 за 1 млн лет) и тектоническая активность (в усл. ед. 0.8—2.0 поинтервально за 10 млн лет), точки на шкале времени — этапы коллизии и изменений в зонах субдукции (см. рис. 4); *в* — шкала магнитной полярности, *б* и *в* — в течение последних 140 млн лет.

Обращают на себя внимание разные масштабы сил и энергии, необходимые для реализации быстрых высокочастотных и медленных, но масштабных низкочастотных вариаций. Эволюция лунной орбиты и соответствующие изменения скорости вращения Земли в первую очередь определялись приливным трением в океанах (лунными и меньше солнечными приливами) с энергией диссипации $(0.4—4.5) \cdot 10^{12}$ Вт [Жарков, 2000]. Эта энергия сопоставима или на порядок меньше мощности одного мантийного плюма, определяемой по удельному объему извержений [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010а]. Для вариаций теплового потока, вызывающих заметное ускорение течений в астеносфере, требуется 10—100 таких плюмов, т.е. на 2—4 порядка больше, чем диссипативная приливная энергия. Например, максимум плюмового магматизма, установленный около 120 млн лет назад (см. рис. 3) возникает при интенсивности магматизма около $100 \text{ км}^3/\text{год}$ или пересчитывая на тепло $3 \cdot 10^{14}$ Вт, на два порядка больше диссипации приливной энергии в океанах. Следует заметить, что в обоих случаях речь идет об измеряемой диссипативной энергии, т.е. приведенная энергия плюмов это только часть энергии, расходуемой на извержения.

Таким образом, в масштабах вековых (и внутривековых) процессов и в масштабах десятков миллионов лет мы имеем определенные корреляции внешних (космических) процессов с тектоническими и вулканическими процессами, но с разными масштабами сил и с разными причинно-следственными связями. В случае вековых вариаций (см. рис. 1, 2) это будут слабые, опосредованные процессы с преимущественно триггерным механизмом взаимодействия. В случае длительных и масштабных вариаций, измеряемых десятками миллионов лет (см. рис. 3), возникают прямые и масштабные взаимодействия, где определяющими будут внутренние процессы на границе ядро—мантия и в астеносфере. Непосредственной причиной, вызывающей всю цепочку масштабных событий, будет подъем мощных мантийных струй расплава от границы ядро—мантия.

КОРРЕЛЯЦИЯ МАНТИЙНО-ПЛУМОВОГО, СПРЕДИНГОВОГО И СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА

На рис. 4 сопоставлены изменения интенсивности мантийно-плюмового магматизма (гистограмма 1, близкая к рис. 3), субдукционного (кривая 2) и спредингового магматизма (кривая 3). Максимумы субдукционного магматизма в большинстве случаев совпадают с максимумами спредингового магматизма, что вполне естественно, поскольку субдукция есть следствие спрединга, хотя объемы субдукционного магматизма заметно меньше, поскольку в зонах субдукций только часть эклогитизированной океанической коры расплавляется и еще меньше достигает поверхности [Добрецов, 2010а,б; Добрецов и др., 2015]. Объемы спредингового магматизма до 150 млн лет почти вдвое меньше, чем в более поздние эпохи. Но это может быть кажущееся отличие, поскольку океаническая кора, древнее 150—200 млн

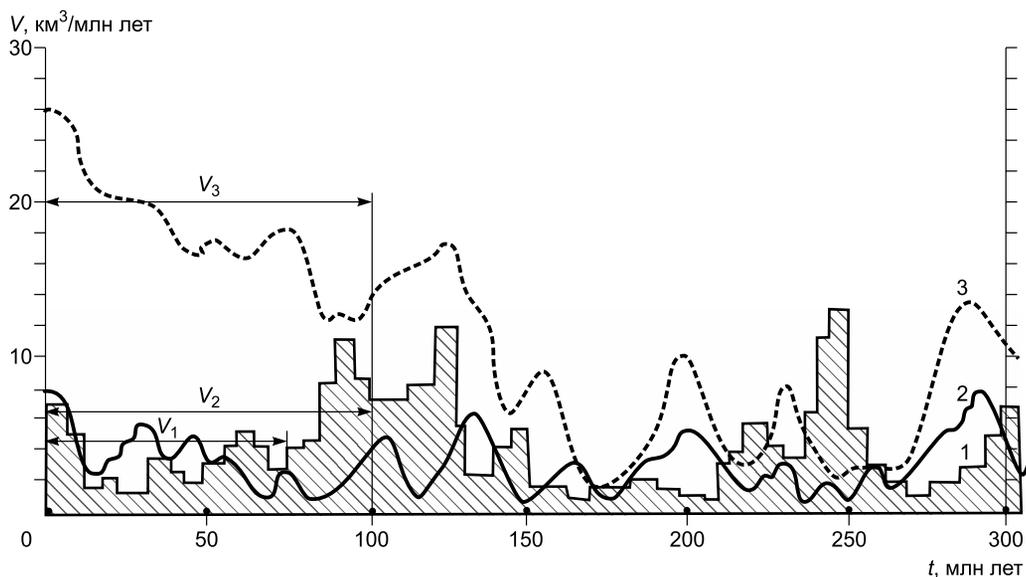


Рис. 4. Сопоставление объемов (V) ($\text{км}^3/\text{млн лет}$) разнотипного магматизма (кривые 1—3) и глаукофансланцевого метаморфизма, связанного с этапами коллизии (точки на шкале времени до 300 млн лет) ([Добрецов и др., 2001] с изменениями).

V_1 , V_2 и V_3 — средние объемы вулканитов за последние 75—100 млн лет. Стрелки — интервал усреднения.

лет, сохранилось лишь частично, а реконструкции древних океанов (Палеотетиса, Палеопацифики, Япетуса) недостаточно точные с количественной точки зрения. Еще больше ошибок и неточностей в оценках субдукционного магматизма, особенно древнее 60 млн лет, с тенденцией занижения его объема. Поэтому кривые на рис. 4 следует считать первым приближением, отражающим качественную сторону явлений.

Тем не менее на рис. 4 видно, что максимумы плюмового магматизма (250, 220, 180, 150, 125, 90, 60 млн лет) отчетливо соответствуют минимумам спредингового магматизма, а максимумы субдукционного магматизма (280, 230, 200, 160, 135, 105, 95 млн лет) располагаются между максимумами плюмового магматизма и примерно совпадают с максимумами спредингового магматизма. В среднем баланс поступления тепла из недр выполняется, когда прекращается или сильно замедляется спрединг, усиливается вынос тепла и глубинных расплавов в форме мантийных плюмов [Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2010а,б].

Последние 100 млн лет преобладает по объему (и выносу тепла) спрединговый магматизм — величина V_3 около $20 \text{ км}^3/\text{млн лет}$, тогда как V_1 и V_2 около 4 и 3 км^3 (суммарно 7 км^3 , в три раза меньше). В предшествующие 200 млн лет субдукционный и плюмовый магматизм близки по объему (около $8 \text{ км}^3/\text{год}$), субдукционный в 2 раза меньше, но, возможно, в этот период, как отмечалось выше, оценки объемов вулканизма неточные из-за неполноты данных.

В среднем пики каждого типа магматизма повторяются через 30 млн лет, но смещены относительно друг друга, и суммарные максимумы магматизма могут быть «размазаны» (например от 255 до 230 млн лет или от 90 до 125 млн лет) или реже усиливают друг друга, поэтому пики суммарного магматизма могут проявляться через 60 или 120 млн лет. Особенно это заметно для раннего докембрия [Isley, Abbott, 2002; Добрецов, Туркина, 2015].

Ярким примером несоответствия спредингового, субдукционного и плюмового магматизма являются процессы в Тихом океане и Тихоокеанском обрамлении. Отражением изменения направления и скорости движения Тихоокеанской плиты — крупнейшей плиты за последние 50—100 млн лет — является Гавайско-Императорская цепь вулканов — след Гавайского плюма. Около 43—44 млн лет в течение 1—2 млн лет, судя по развороту на 70° Императорской и Гавайской ветвей, Тихоокеанская плита внезапно изменила направления с северного на запад-северо-западное. «Внезапность» и быстрота разворота обусловлены, вероятно всего, накоплением результатов глобальных событий, в том числе в Альпийско-Гималайском поясе, в Северо- и Южно-Американских Кордильерах. Непосредственным результатом разворота явилось отмирание или ослабление субширотных зон субдукции (Алеутской дуги и дуг к северу и северо-западу от нее) и возникновение новых субмеридиальных зон субдукции (Курило-Камчатской, Японской, Идзу-Бонинской, Филиппинской), возникающих частично или полностью на месте трансформных разломов [Hall, 2002; Barnes, 2003; Nikolayeva et al., 2010; Gerya, 2011; Aoki et al., 2011; Kimura et al., 2014; Добрецов и др., 2015].

При этом интенсивность Гавайского и других плюмов в интервале 40—50 млн лет не изменилась. Возникновение новых зон субдукции около 105, 75, 45, 15 млн лет назад и усиление в это время объемов субдукционного магматизма периодически повторялось [Добрецов и др., 2015].

СРЕДНЕМАСШТАБНАЯ ПЕРИОДИЧНОСТЬ СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ И ЯПОНИИ)

В последние годы сделано несколько оценок эволюции вулканизма в течение кайнозоя на Камчатке [Коваленко, 2003; Лаверов и др., 2005; Институт..., 2012; Перепелов, 2014; и др.]. На рис. 5 показаны важнейшие этапы и объемы вулканизма в течение последних 0.85 млн лет [Лаверов и др., 2005]. Выделяются максимумы объема вулканизма с большой долей кислых пород — I этап (с подэтапами Ia — 850—760 тыс. лет и Ib 760—700 тыс. лет) и IV этап (с подэтапами IVa 70—40 тыс. лет и IVb — 40 тыс. лет — н/вр.), минимум вулканизма — II этап (700—250 тыс. лет) и промежуточный этап III (250—70 тыс. лет). В этапы максимального вулканизма (I + IV) за 310 тыс. лет сформировалось $14.79 (8.7 + 6.03)$ тыс. км^3 вулкаников, а в течение минимума II этапа 2 тыс. км^3 , т.е. в 7 раз меньше, или 10 % всего объема вулканизма (22.3 тыс. км^3 за 850 тыс. лет) [Добрецов, 2010б].

Объем кислого вулканизма составил в I этап около 25 %, в IV этап — 40 %, всего около 4 тыс. км^3 (или 22 % от общего объема). Из них главную роль сыграли этапы взрывного игнимбритового вулканизма. По данным, приведенным в работе [Действующие вулканы..., 1991, рис. 3], выделяются 7 этапов кислого пирокластического (игнимбритового) вулканизма, показанных на рис. 5: 1-й уровень — около 1.5—1.6 млн лет, 2-й уровень — 750 тыс. лет, 3-й — 170 тыс. лет, 4-й — 120 тыс. лет, 5—7-й в течение IV этапа (5-й около 30—40 тыс., 6-й — 15 тыс., 7-й — около 7—8 тыс. лет). По данным [Bindeman et al., 2010], выделяются более древние и длительные этапы 6—3 млн лет, 2—1.2 млн лет (с максимумом около 1.6 млн лет), 600—400 и 280—150 тыс. лет с возможным уточнением последних двух этапов.

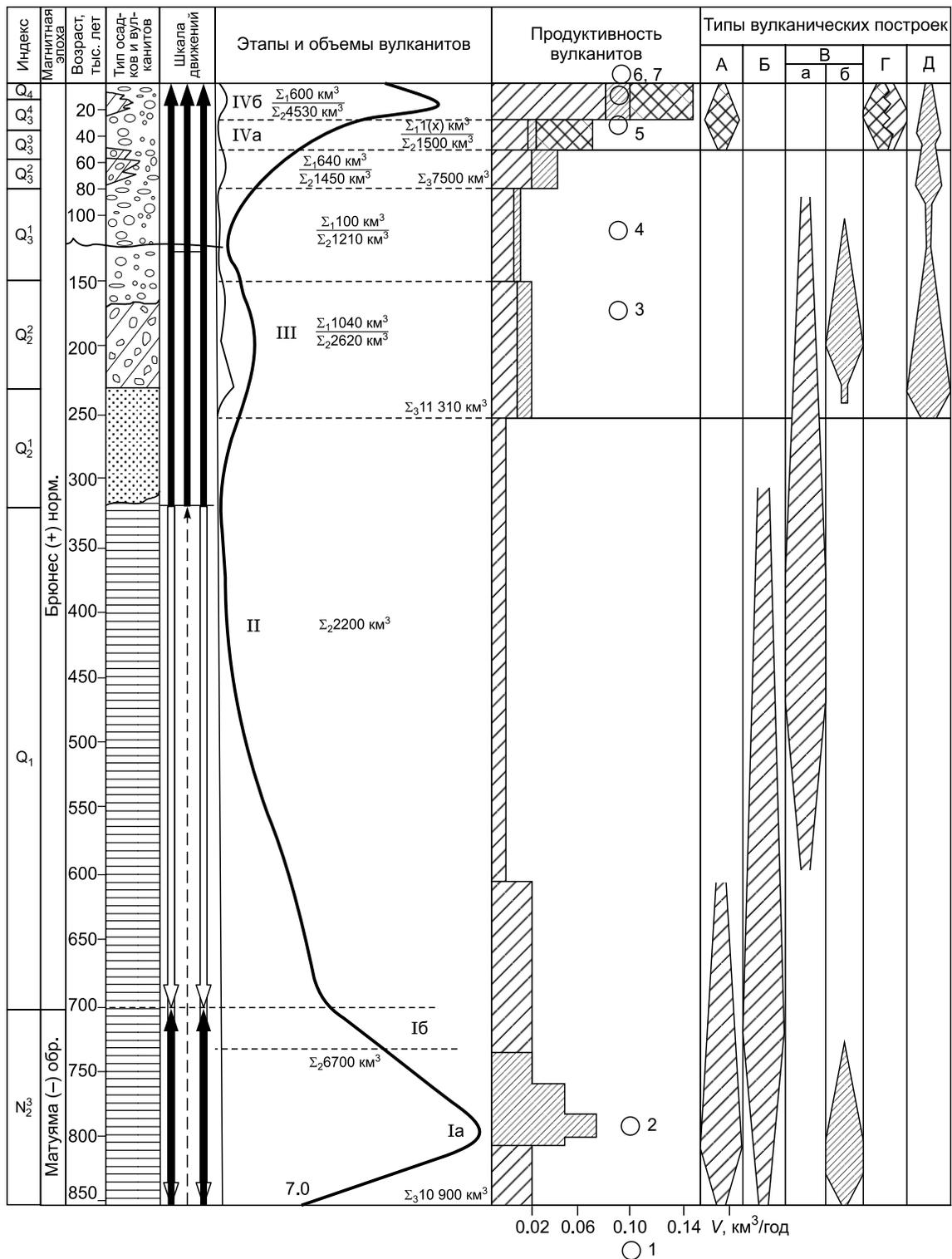


Рис. 5. Эволюция во времени объемов вулканитов и типов извержений (характера вулканических построек) за последние 0.85 млн лет на Камчатке ([Лаверов и др., 2005] с уточнениями).

Суммарный объем вулканитов 7 этапов вулканизма 22.3 тыс. км³. 1 — валунно-галечные, 2 — ледниковые, 3 — пески, 4 — супеси и суглинки, 5 — базальт-андезитовые вулканиты (во всех этапах), б — преимущественно андезиты + дациты (I и III этапы), 7 — кислые породы IV этапа; шкала тектонических движений, преимущественно восходящие (8) и нисходящие (9). Типы вулканических построек: А, Г — ареально-покровные, Б — щитовые и щитообразные, В — лавовые: а — базальтовые, б — андезитовые, Д — пирокластические. Кругами с цифрами 1—7 показаны уровни кислого пирокластического вулканизма [Федотов, Масуренков, 1991].

Конечно, извержение 23 тыс. км³ вулканитов в течение 1 млн лет на Камчатке распределено очень неравномерно в пространстве и во времени. В Восточном поясе Камчатки от влк. Камбальный на юге до влк. Шивелуч на севере за это время было извергнуто на порядок больше вулканитов, чем в поясе Срединного хребта, где вулканизм в это время был затухающим (т.е. около 2 тыс. км³ в Срединном хребте и 21 тыс. км³ в Восточном поясе).

Уровень 1 — 2 тыс. км³, как в Срединном хребте, характерен для СВ Японии, а по интенсивности ближе к Восточному поясу — на Хоккайдо и в Центральной Японии. По данным [Umeda et al., 2013], за 2 млн лет в СВ Японской вулканической дуге сформировалось всего 1.1 тыс. км³, в том числе 270 км³ (25 %) кислых вулканитов, что близко вышеприведенным цифрам доли кислого магматизма на Камчатке. Ускоренное накопление кислого и всего объема вулканитов в СВ Японии наблюдалось на этапе 1.4—1.2 млн лет (с преобладанием кислого магматизма до 0.9 млн лет) и последние 250 тыс. лет (близко к этапам I и III + IV на Камчатке). Подсчет по данным извержений из 69 вулканов [Umeda et al., 2013, табл. 1] дает для последних 250 тыс. лет 260 км³ (25 извержений), для 250—450 тыс. лет — 215 км³ (22 извержения), 450—750 тыс. лет — 165 км³ (17 извержений), 750—1050 тыс. лет — максимальные 280 км³ (25 извержений), 1.05—1.60 млн лет — 100 км³ (3 извержения), 1.6—2.1 млн лет — 170 км³ (14 извержений).

Таким образом, на Камчатке и СВ Японии устанавливаются за последние 2 млн лет три максимума вулканизма с большой долей (22—40 %) кислого магматизма с возрастом 0—0.25 млн лет, 0.7—1.0 млн лет, 1.3—1.6 млн лет. Им предшествует максимум вулканизма с вспышкой формирования игнимбритов около 2—3 млн лет в Срединном хребте [Bindeman et al., 2010; Добрецов, 2010б; Давыдова, 2014]. В целом намечаются максимумы вулканизма в Курило-Камчатской и Японской дугах через 0.7—1.0 млн лет, и за время этих максимумов длительностью до 30 % всей длительности вулканизма изверглось более 50 % всего объема субдукционных вулканических пород (преимущественно дацитов (игнимбритов) и андезитов), а в промежутках с минимальным уровнем вулканизма, охватывающих 70—75 % времени, извергаются преимущественно базальты или базальты + андезиты [Добрецов, 2010б; Добрецов и др., 2015].

Этапность развития субдукционного магматизма хорошо прослежена в Юго-Западной Японии (о. Кюсю и прилегающие районы) в течение последних 20 млн лет [Kimura et al., 2005, 2014; Kimura, Yoshida, 2006], схематически показанная на рис. 6. Около 20 млн лет произошло отмирание дуги Кюсю-Палау. В интервале 20—12 млн лет произошло открытие восточной части Филиппинского моря, состоящей из бассейнов Западно-Филиппинского и Шикоку, и несколько позже (18—15 млн лет) — открытие

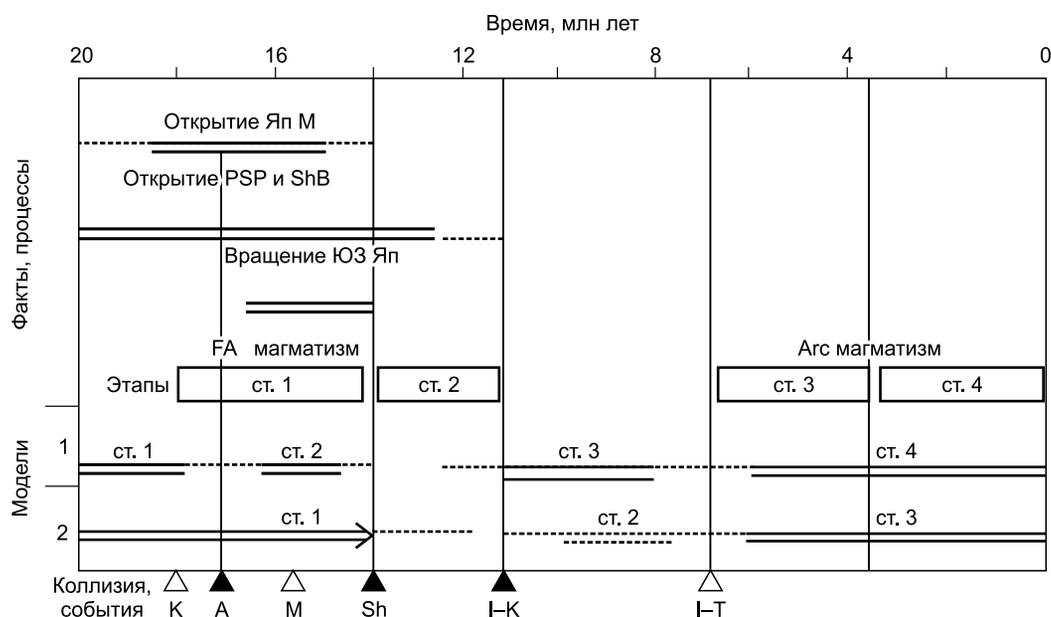


Рис. 6. Эволюция геологических и вулканических событий в Юго-Западной Японии ([Kimura et al., 2014] с изменениями).

Открытие: Яп М (Японского моря), PSP и ShB (Филиппинской морской плиты и Шикоку бассейна); этапы: ст. 1—4 магматизма FA (преддугового) и Arc (дугового); модель 1 — фиксированных позиций ТТТ (желоб-желоб тройного сочленения) со стадиями 1—4; модель 2 — миграции ТТТ в течение миоцена с последовательной коллизией в точках К (Кюсю), А (Ашизун), М (Мирато), Sh (Шиано), I-K (Изу-Кофу), I-T (Изу-Танзава) и стадиями 1, 2 и 3.

Японского моря, сопровождающееся вращением юго-восточной части Японии [Barnes, 2003; Kimura et al., 2014]. В этом интервале времени произошли две стадии преддугового магматизма (см. рис. 6, ст. 1 и 3).

В интервале 11.5—7.0 млн лет субдукция Филиппинской плиты замедлилась или прекратилась (см. рис. 6, ст. 2 или 3). В течение последних 7 млн лет проявились стадии 3, 4 активного островодужного магматизма. Всего на рис. 6 выделяются пять стадий длительностью по 3 млн лет активной тектоники и магматизма, разделенные стадией относительного покоя длительностью около 4.5 млн лет. В каждой стадии выделяются этапы по 0.7—1.0 млн лет.

Альтернативные модели, упомянутые на рис. 6, включают два варианта: 1) дуга Прото-Изу и Изу-Бонинский желоб уже достигли своего нынешнего положения к середине миоцена около 20 млн лет назад [Kimura et al., 2005]; 2) они продолжали мигрировать в течение и после среднего миоцена к северо-востоку, что вызвало последовательное столкновение дуги Прото-Изу с ЮЗ Японией от о. Кюсю 19 млн лет назад до п-ова Танзава (современного стыка с дугой Изу) около 7 млн лет назад [Mahoney et al., 2011; Kimura et al., 2014]. Соответственно менялись интенсивность и стиль субдукционного магматизма (ст. 1—4, см. рис. 6).

Этот процесс вызывался или сопровождался закономерным последовательным открытием задуговых бассейнов с новой океанической корой: 1) бассейна Шикоку (или Палау) 20—12 млн лет; 2) Японского моря, сначала Северного бассейна (18—15 млн лет), затем Южного (16—14 млн лет); 3) Южно-Курильского океанического бассейна (14—12 млн лет) [Otofujii et al., 1985; Barnes, 2003; Kimura et al., 2014].

Таким образом, среднемасштабные процессы (длительностью от 0.1 до 15 млн лет) обусловлены систематической перестройкой задуговых бассейнов и зон субдукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе нашего исследования мы охарактеризовали периодичность магматизма разных масштабов с разными причинами и следствиями.

Первый уровень малого масштаба и длительностью от десятков лет (11, 22 и 45 лет, см. рис. 1 и 2) до сотен и первых тысяч лет обусловлен периодическим накоплением в приповерхностных камерах расплава (на глубинах 2—5 и 10—15 км ниже уровня моря) и периодическим их извержением (опустошением). Периодичность извержений определяется как внутренними причинами (накопление критического объема расплава и особенно газовой «подушки»), так и триггерным влиянием внешних причин (солнечная активность, скорость вращения Земли, микрофазы сжатия—растяжения).

Второй, среднемасштабный уровень (от сотен тысяч до первых миллионов лет, см. рис. 5, 6) обусловлен периодическими перестройками зон спрединга (перескоками, появлением «косого» спрединга) и зон субдукции (вариации направления и скорости движения плит, открытие задуговых бассейнов, столкновения с симаунтами и другие локальные механизмы).

Третий, наиболее масштабный и длительный (от 30 до 120 млн лет) уровень периодичности (см. рис. 3, 4) обусловлен периодическими накоплениями расплава в слое D_2 (на границе ядра и нижней мантии), подъемом мантийных плюмов и последующим разогревом и «раскручиванием» конвекции в астеносфере [Добрецов и др., 2001, 2015].

Вероятно, названные процессы в ядре и астеносфере являются главными регуляторами и предыдущего, среднего уровня периодичности. Разогрев и ускорение конвекции в астеносфере, обусловленные периодическими импульсами мантийных струй от границы с ядром, определяют изменения ансамбля движущихся плит через периодические изменения зон спрединга и субдукции. Поэтому вышеназванные интервалы изменения зон субдукции и возрастания объема субдукционных вулканитов около 105, 75, 45 и 15 млн лет находятся посередине между максимумами мантийных плюмов 120, 90, 60 и 30 млн лет (см. рис. 4). Максимумы плюмов постепенно разогревают астеносферу, и когда скорость течений в астеносфере и соответственно скорость движения плит достигают максимума (в среднем через 15 млн лет после максимума плюмов), они начинают тормозиться из-за перестроек и коллизии плит. Максимумы коллизии, показанные на рис. 4, близки по времени к следующему максимуму плюмов.

Другими словами, описанная многоуровневая периодичность извержений (около 12 порядков событий) определяется цепочкой взаимосвязанных событий со сдвигом (дрейфом) в пространстве и времени и начинается с масштабных геодинамических процессов в ядре и мантии. Другая, логическая цепочка обуславливает взаимосвязь разнопричинных событий и объясняет корреляцию событий, причинно не связанных, но имеющих цепочку промежуточных связей (см. рис. 1—3).

Данное исследование поддержано грантом по проекту РФФ № 14-17-00430.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Ю.Н. Внеземные движущиеся силы тектоники // Основные проблемы глобальной тектоники. М., Научный мир, 2001, с. 437—441.

- Белов С.В., Шестопапов И.П., Харин Е.П.** О взаимосвязях эндогенной активности Земли с солнечной и геомагнитной активностью // ДАН, 2009, т. 428, № 1, с. 104—108.
- Гегель Г.В.Ф.** Энциклопедия философских наук. М., Наука, 1975, т. 1, 331 с.
- Глуховский М.З.** Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника, 2005, № 6, с. 3—18.
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И.** Внеземные факторы и их роль в тектонической эволюции Земли в раннем докембрии // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1225—1249.
- Давыдова М.Ю.** Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки): Автореф. дис. ... к.г.-м.н., Владивосток, 2014, 19 с.
- Действующие вулканы Камчатки.** Т. 2. Вулканы Восточной и Южной Камчатки / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М., Наука, 1991, 416 с.
- Диденко А.Н.** О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.
- Добрецов Н.Л.** Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // ДАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.
- Добрецов Н.Л.** Крупные магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.
- Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (6), с. 761—784.
- Добрецов Н.Л.** Особенности субдукционного магматизма. Петрология, 2010б, № 1, с. 1—24.
- Добрецов Н.Л., Чумаков И.М.** Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы // Глобальные изменения природной среды и эволюция геопроцессов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, с. 11—26.
- Добрецов Н.Л., Туркина О.М.** Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1250—1274.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 409 с.
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В.** Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.
- Жарков В.Н.** Об истории лунной орбиты // Астроном. вестник, 2000, т. 34 (1) с. 3—14.
- Зоненштайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
- Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН / Ред. Е.И. Гордеев.** Петропавловск-Камчатский, Новая книга, 2012, 216 с.
- Коваленко Д.В.** Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Карелии. М., Научный мир, 2003, 256 с.
- Лаверов Н.П., Богатиков О.А., Добрецов Н.Л., Коваленко В.И., Шарков Е.Н., Ярмолюк В.В.** Позднекайнозойский и современный вулканизм на территории России. М., Наука, 2005, 475 с.
- Марчук Г.И., Каган Б.А.** Динамика океанских приливов. Л., Гидрометеоздат, 1991, 472 с.
- Перепелов А.Б.** Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, 2014, 42 с.
- Хаин В.Е.** Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, с. 348.
- Хаин В.Е., Халилов Э.Н.** Цикличность геодинамических процессов, ее возможная природа. М., Научный мир, 2009, 520 с.
- Aoki K., Maruyama S., Isozaki Y., Otoh S., Yanai S.** Recognition of the Shimanto HP metamorphic belt within the traditional Sanbagawa HP metamorphic belt: New perspectives of the Cretaceous – Paleogene tectonics in Japan // J. Asian Earth Sci., 2011, v. 29, p. 515—529.
- Barnes G.L.** Origins of the Japanese Islands: The new «big pictures» // Japan Rev., 2003, v. 15, p. 3—50.
- 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., Portnyagin 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. Volcan. Geotherm. Res., 2010, v. 189 (1-2), p. 57—80.
- Gerya T.** Future directions in subduction modeling // J. Geodyn., 2011, v. 52 (5), p. 344—378.
- Hall R.** Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 20 (4), p. 353—431.

- Isley A.E., Abbot D.N.** Implication of the temporal distribution of high-Mg magmas for mantle plume volcanism through time // *J. Geol.*, 2002, v. 110, p. 141—155.
- Kimura J., Yoshida T.** Contribution of slab fluid, mantle wedge and crust to the origin of Quaternary lavas in the NE Japan arc // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 2185—2232.
- Kimura J.-I., Stern R.J., Yoshida T.** Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2005, v. 117 (7—8), p. 969—986.
- Kimura G., Hashimoto Y., Kitamura Yu., Yamaguchi A., Koge H.** Middle Miocene swift migration of the TTT triple junction and rapid crustal growth in southwest Japan: A review // *AGU Publ. Tectonics*, 2014, v. 33. doi: 10.1002/2014 TC 003531.
- Larson R.L., Kincaid C.** Onset of mid-Cretaceous volcanism by elevation of the 670 km thermal boundary layer // *Geology*, 1996, v. 24, p. 551—554.
- Larson R.L., Olson P.** Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 437—447.
- Mahony S., Wallace L., Miyoshi M., Villamor P., Sparks R., Hasenaka I.** Volcanotectonic interactions during rapid plate-boundary evolution in the Kyushu Region, SW Japan // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2014, v. 123, p. 1130.
- Mazaud A., Laj C.** The 15 m.y. geomagnetic reversal periodicity: A quantitative test // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 689—897.
- Nikolayeva K., Gerya T., Margues F.O.** Subduction initiation at passive margins: numerical modeling // *J. Geophys. Res.*, 2010, v. 115, № B03406.
- Otofujii Y., Matsuda T., Nohda S.** Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan Arc // *Nature*, 1985, v. 317, p. 603—604.
- Simpson J.F.** Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1968, v. 3, p. 417—425.
- Umeda K., Bon M., Hayashi Sh., Kusano T.** Tectonic shortening and coeval volcanism during the Quaternary, northeast Japan arc // *J. Earth Syst. Sci.*, 2013, v. 122 (1), p. 137—147.
- Varga P.** Variation of Earth's rotation speed in geological time-scale: The tidal friction. The Earth and its rotation. Heidelberg, Wichmans, 1996, p. 441—474.

*Рекомендована к печати 28 мая 2015 г.
А.Э. Изахом*

*Поступила в редакцию
24 марта 2015 г.*