Литосфера, 2005, № 1, с. 3-15

УДК 551.24.031

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ЭВОЛЮЦИИ РИФТОГЕНЕЗА

Э.А. Ланда

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) 199106, Санкт-Петербург, Средний проспект, 74 E-mail: collgeol@mail.wplus.net

Поступила в редакцию 30 мая 2003 г.

В статье обсуждаются проблемы эволюции рифтогенных структур. На начальном докембрийском этапе можно говорить о пространственно-временной последовательности: зеленокаменные пояса – рифтогенные пояса (цепочки) крупных расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габбро-норитового состава (возраст – 2.5-2.4 млрд. лет) – рифтогенные осадочно-вулканогенные впадины (2.1-1.8 млрд. лет). Возможно также существование линеаментов, в пределах которых магматическая активность проявлялась со смещением по структуре в течение гигантского временного интервала. Эволюция процессов в коре совершались параллельно с циклическим изменением изотопных параметров мантийных источников. Переход к позднепротерозойским рифтогенным процессам проявился в их смещении большей частью на периферию древних метаморфических сооружений к границе с возникающими платформами. Результатом было образование перикратонных прогибов с существенно черносланцевым разрезом, а также осадочно-вулканогенных впадин. При этом в магмообразование вовлекались новые источники типа HIMU. Характерно также было формирование авлакогенов. В фанерозое образование рифтогенных структур на платформах, как и в складчатых областях, зависело от ряда внешних факторов, в частности от взаимодействия континентальных и океанических плит. Возникали как крупные структуры с осадочным выполнением, так и магмоконтролирующие структуры. Разнообразные типы магм были связаны с источниками разного типа. Во всех случаях предполагается важная роль смешения плюмового и литосферного вещества.

Ключевые слова: *рифт, эволюция, источник, мантия, плюм.*

ON SOME FEATURES OF EVOLUTION OF RIFTOGENES

E.A. Landa (Edward A. Landa)

All Russia Geological Research Institute (VSEGEI)

In the article the problems of riftogen evolution are discussed. It is possible to speak about time-space sequence on initial Precambrian stage: greenstone belts - riftogen belts (chains) of a large layered peridotite-pyroxenite-gabbro-norite intrusions (age – 2.5-2.4 Ga) – riftogenic sedimentary-volcanogenic troughs (2.1-1.8 Ga). Lineaments, within the boundary of which magmatic activity displaced during a huge time also existed. The evolutions of processes in a crust were settled parallel with a cyclic change of isotope parameters of the mantle sources. The transition to Late Proterozoic riftogenic processes was exhibited in their displacement mostly on periphery of ancient metamorphic structure near the border with arising platforms. As on outcome the formation of perycratonic troughs with essential black shale section and also sedimentary-volcanogenic troughs took place. Thus in magma formation the new sources such as HIMU were involved. Formation of riftogen structures on platforms as well as in folded regions in Phanerozoic depended of some external factors, in particular on interaction between continental and oceanic plates. Large structures with sedimentary and magmatic filling were created. Different magma types were linked with a different types of sources. In all cases the relevant role of mixing plume and lithosphere material is supposed.

Key words: *rift, evolution, source, mantle, plume.*

Особенности проявления рифтогенсза в разные этапы развития земной коры уже обсуждались [Милаиовский, 1977, 1983; Лутц, 1992; Грачев, 1987; Пучков, 2001]. Тем не менее, целесообразно ещё раз остановиться на некоторых особенностях эволюции рифтогенных структур в коре, в частности на геохимической и изотопной специфике связанных с такими структурами магматитов и их источников.

Архей – ранний протерозой. На начальном этапе своей эволюции рифтогенные системы возникали в ходе процессов, соответствующих понятию "иротоактивизация" [Казанский, 1972] и совершавшихся в позднем архее – раннем протерозое в уже сформировавшейся кратонизированной коре [Милаиовский, 1977; Лутц, 1992]. Положение рифтогенных систем в большой мере контролировалось положением архейских зеленокаменных поясов. На примере Карело-Кольского региона [Данда, Марковский, 2000] можно говорить о пространственно-временной последовательности: зеленокаменные пояса – северный и южный пояса (цепочки) крупных расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габбро-норитового состава (возраст – 2,5-2.4 млрд. лет), включающие такие известные массивы, как Панско-Фёдоровский, Мончегорский, Луккулайсваара и др. – осадочно-вулканогенные впадины, или рифтогенали (2.1-1.8 млрд. лет) – Печенгская, Имандра-Варзутская, Лехтинская, Онежская и др. Подобный тип эволюции может быть обозначен как “эволюционно-унаследованный”.

Другой тип эволюции докембрийского рифтогенсза может быть условно назван "типом латерального смещения". Он проявился в Южной Африке, где в позднем архее-протерозое существовал линсамент, рассекавший Зимбабвийский и Капваальский кратоны [Van der Merve, 1976]. В его пределах магматические события, приведшие к формированию крупных массивов основного и ультраосновного состава, последовательно смещались в направлении север – юг в течение гигантского интервала времени: Великая Дайка (2.7 млрд. лет) - Бушвельд (2.06 млрд. лет) - массивы в южной части линеамента (1.2 млрд. лет).

Эволюция рифтогенных процессов в коре совершались на фоне эволюции мантийного вещества, на что указывает специфика распределения во времени величины e_{Nd} магматических пород – параметра, отражающего особенности глубинных источников магматизма.

В частности в Карело-Кольском регионе (рис. 1) в зеленокаменных поясах эта величина соответствует модельной для продуктов истощенной мантии. Переход к поясам расслоенных интрузивов выражается в увеличении в составе пород доли обогащенного (неистощенного) компонента и возвращении величин J_{Nd} на уровень, близкий таковому для средней Земли. В магматитах, сопряжённых с еще более поздними осадочно-вулканогеинными впадинами (рифтогеналями), доля обогащенного компонента снова уменьшается, значения величин e_{Nd} возвращаются на уровень зеленокаменных поясов, который, однако, уже не вполне соответствует параметрам истощенной мантии. Таким образом, смена во времени источников магматизма имела ЦИКлический характер, предположительно обусловленный процессом, отклонявшим эволюцию мантии от однонаправленности и линейности.

Изотопно-геохимические особенности продуктов рифтогенного магматизма отвечали общей эволюции типоморфных магматических сообществ. Базальт-коматиитовые магмы зеленокаменных поясов сменялись бонинитоподобными магмами расслоенных интрузивов, а затем ферропикритовыми и ферробазальтовыми магмами осадочно-вулканогенных впадин, каждая из которых имела свою специфику Так, породы расслоенных интрузий перидотит-ииро-ксенит-габбро-норитовой формации относительно бедны литофильными элементами, в частности щелочами и титаном. На диаграмме (рис. 2а) видно, что титана в них меньше, чем в коматиитах, состав которых приближен к составу слабо истощенной мантии. Это согласуется с выводом о том, что рассматриваемые комплексы образованы из магмы, по составу близкой к так называемым "континентальным бонинитам" [Шарков, 1989]. Диаграмма (рис. 26) подтверждает такой вывод: фигуративные точки соответствующих пород попадают в поле типичных бонинитов.

Продукты кристаллизации генерируемых из истощенного источника бонинитовых расплавов с учетом возраста должны были бы характеризоваться положительной величиной e_{Nd}, равной примерно 3-5. В действительности же это близкая нулю отрицательная величина. Подобного рода факты известны и в других регионах. Один из предполагаемых, для относящегося к той же формации Бушвельдского массива, типов исходных магм – так называемый «У-тип»

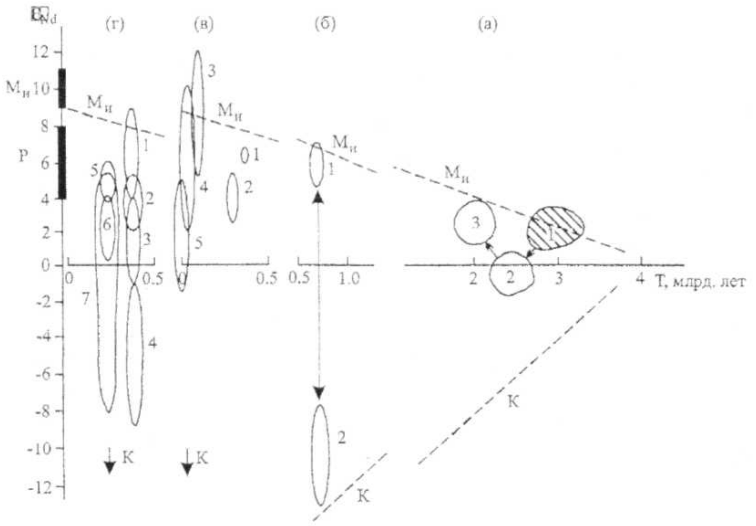

Рис. 1. Диаграмма Т (геологическое время) - e_{Nd} для магматических пород рифтогенных систем различных геоструктурных обстановок [Ланда, Марковский, 1999].

а - системы древних щитов (на примере Карело-Кольского региона): 1 - породы зелен окаменных поясов; 2, 3 - породы раннепротерозойских рифтогенных систем: 2 - поясов расслоенных интрузий мафит-ультрамафитового состава, 3 - осадочно-вулканогенных прогибов; б - позднепротерозойские системы зон перехода складчатая область-платформа (на примере Байкало-Патомской области): I - породы Чайского массива, *2* - породы Йоко-Довыренского массива; в - фанерозойские системы складчатых областей (на примере Урала и Дальнего Востока России): 1 - интрузии платиноносного пояса Урала, 2 - пикриты Урала, 3 - окраинноокеанические вулканиты Корякско-Камчатской области, 4 - рифтогенные вулканиты острово-дужной стадии Корякско-Камчатской области, 5 - окрашшоконтинентальные вулканиты Приморья; г - фанерозойские системы платформенных областей (на примере Русской и Сибирской платформ): 1 -4 - Русская платформа: 1 - вулканиты районов Ловозеро и Контозеро, кимберлиты Терского берега, породы Кургинекой интрузии, 2 - породы щелочно-ультрамафитовых интрузий и интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов Карело-Кольского региона, 3 - пикриты и кимберлиты, 4 - слюдяные кимберлиты, щелочные ультрамафи-ты (3,4- Архангельский регион); 5-7 - Сибирская платформа: 5 - меймечиты, ийолиты и карбонатиты Тулинского массива, пикриты гудчихинской свиты Норильского района, 6 - толеитовые базальты плато Путорана и Норильского района, 7 - породы расслоенных интрузий мафит-ультрамафитового **coci** ава. М - истощенная мантия, Р - мантия тина PREMA, К - кора.

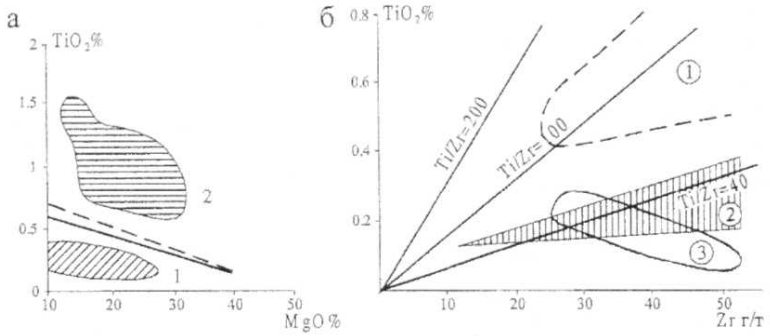

Рис. 2. Диаграммы MgO - TiO_2 (а) и Zr - TiO_2(б), отражающие особенности состава некоторых пород раннепротерозойских рифтогенных систем в сравнении с породами бонинитовой и коматиитовой серий.

а) поле интрузий перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации Карело-Кольского региона, 2 - поле аномально богатых титаном коматиитов [Barnes, Often, 1990] и пород, богатых железом и титаном интрузий; сплошная и штриховая линии - составы нормальных коматиитов и коматиитов с пониженной величиной Са/А1, соответственно.

б) I - поля толеитовьгх и коматиитовых базальтов [Cameron, 1985], 2 - поле пород бонинитовой серии [Самегоп, 1985], 3 - породы интрузий перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации Карело-Коль-кого региона [Шарков, 1994].

– также имеет состав, подобный бопинитовому (52-6% SiO„ 12-16% MgO), и изотопные характеристики, близкие "средней Земле" (1^-0.703-0,705, J_{Nd} - 0). Таким образом, изотопные особенности подобных комплексов не вполне согласуются с распределением ряда элементов, указывающим на истощенность источника. Объяснить это можно тем, что на последний влиял упомянутый выше процесс, возвращавший изотопные особенности манптии на уровень “средней Земли”. Под его же влиянием, вероятно, происходила и стратификация мантии с перераспределением титана, тесно связанных с ним железа и фосфора, а также возникновением источников, обедненных и обогащенных этими элементами. На этапе 2.4-2.6 млрд лет производными подобных источников (Балтийский щит) были как бедные, так и богатые титаном магмы, исходные для пород перидотит-пироксенит-габброноритовой и габбро-анортозитовой формаций. На этапе же 2.1 -1.8 млрд. лет преобладали источники, богатые железом и титаном, генерировавшие расплавы, из которых формировались породы габбро-верлитовой (Печенга) и феррогаббро-долеритовой формаций. Доказательством существования такого рода источников на этом этапе развития региона является обнаружение в Норвегии коматиитов, содержащих при 31.7% MgO до 0.64% TiO, [Barnes, Often, 1990]. Кроме того, Ханси и Смолькин [Hanski, Smolkin, 1995]. обсуждая природу ферропикритов Печенгской рифтогенали, показали, что соответствующие магмы выплавлялись из богатого сидерофилами источника. Они же обнаружили обогащённость пород ЛРЗЭ и их сходство по этому параметру с базальтами океанических островов. Все сказанное позволяет считать верным предположение о плюмовой природе процесса, обусловившего дифференциацию маннтии как в отношении степени её истощённости-не истощённости, так и в отношении общего состава зон магмообразования [Hanski, Smolkin, 1995; Шарков, 2002]. В частности, можно предполагать смешение “плюмового” и “литосферного” компонентов, обеспечивающее наблюдаемую контрастность некоторых параметров магматитов. Кроме того, по мнению Е.В. Шаркова [2002], крупные расслоенные интрузии формировались над локальными плюмами – частями суперплюма.

Поздний протерозой. Переход к позднепротерозойским рифтогенным процессам проявился в их смещении большей частью на периферию древних метаморфических соружений к границе с возникающими платформами. Формирование структур совершалось по типу рифтогенеза пассивных окраин континентов [Геодинамическис..., 1989]. Однако, по нашему мнению, в рассматриваемом случае такого рода окраины были обращены не в сторону океана, а в сторону зарождающихся платформ (Сибирской, Восточно-Европейской), т.е. в сторону эпинлатформенных морей. Результатом рифтогенеза было образование перикратонпых прогибов, в которых размещались осадочные сейны с существенно черносланцевым разрезом, вмещающие золоторудные месторождения типа Сухого лога и образующие своего рола прерывистое "черносланцевое кольцо" вокруг платформы. Такого рода кольцо по краю Сибирской платформы образуют углеродсодержащие терригенно-карбонатные и терригенные формации Таймыра, Енисейского кряжа, Байкало-Па-томского нагорья и Сете-Дабана. Подобное кольцо намечается и на периферии Русской платформы: п-ов Рыбачий, п-ов Каиин, Башкирия. В таких кольцах могли располагаться также и бассейны с терригенными существенно кварцевыми разрезами, с которыми нередко сопряжены урановые месторождения "типа несогласия[4]”. В сторону от платформы, в пределах древних складчатых областей, появлялись осадочно-вулканогенные впадины (Олокитская и др.) с набором формаций и типом интрузивного магматизма, несколько отличными от охарактеризованных выше (в частности с массивами дунит-троктолит-габбровой формации).

В позднем протерозое возникали также авлакогены – крупные рифтогенные структуры, выполненные преимущественно осадочными породами. Эти образования (например, Пачелмский, Средне-Русский и другие авлакогены Русской платформы) располагаются на месте раннепротерозойских тектонических подразделений [Геологическое., 1985; Эринчек, Мильштейн, 1.995; Золотое, Ракитов. 2000], т.е. отвечают унаследованному типу развития.

Магматизм в позднем протерозое, хотя и отражал наметившуюся ранее гетерогенность источников, в частности их специализацию в отношении железа и титана с одной стороны, и меди и никеля – с другой, отличался рядом особенностей. На этом этапе, в частности, образовалась группа «парных» интрузивных формаций, на существование которой обратил внимание Э Г. Коников [1979]. «Пару» составили рас-

пространенные в Прибайкалье породы перидо-тит-пироксенит-габбровой и дунит-троктолит-габбровой формаций, представлен–ные Йоко-Довыренским комплексом, приуроченным к Олокитской рифтогенной системе. Возраст указанных формаций – рифейский. Обе они сложены близкими породами основного – ультраосновного состава, заметно, однако, различающимися по геохимическим особенностям. Первая из них – титаноносная, вторая – никеленосная. При этом естественно, что породы титаноносной формации обогащены титаном, а никеленосной – относительно обеднены им, щелочами и некоторыми другими элементами. Проведенная статистическая обработка аналитических данных показала [Коников, 1979] четкие различия составов габброидов двух формаций по содержанию ванадия, никеля и кобальта. Величина отношения Ni/Co в титаноносных комплексах в среднем составляет 0.55, а в никеленосных – 2.42. По аналогии с данными по Карело-Кольском региону можно было предполагать, что их изотопно-геохимические характеристики укажут на относительно истощённый магмогенерирующий источник. Действии–тельно, источник титанононосных пород перидотит-пироксенит-габбровой формации именно такой (Чайский массив). Однако Йоко-Довыренский массив имеет явно иную природу (рис. 1). Особенности его изотопно-геохимического состава аномальны. Так же аномальны и особенности вулканитов (сыннныpская и иняптукская свиты), свя–занных с ним пространственно и генетически [Кислов, 1998]. Полученные нами изотопные данные свидетельствуют в пользу последнего вывода. На диаграмме (рис. 3) фигуративные точки интрузивных и эффузивных пород лежат практически на одной прямой (линии смешения), указывающей на то, что изотопные характеристики изученных образований возникли в ходе единого процесса. Аномальность указанных характеристик выражается в особо существенном обогащении радиогенными изотопами в рамках рубидий-стронциевой и уран-свинцовой систем. На рис. 1 видно также, что породы Йоко-Довыренского массива отличаются аномально низкой величиной ε_{Nd}. В то же время особенности распределения РЗЭ в комплексе достаточно обычные [Papunen et al., 1992]. Очевидно, что для объяснения особо высокой степени аномальности его пород нельзя обойтись без допущения значительной роли смешения с участием веществ с аномальными для мантии изотопными параметрами. Возможность подобного обогащения рассматривается в изотопной геохимии [Zindler, Hart, 1986]. Допускается, в частности, существование мантийных резервуаров, обогащенных ураном (модельный резервуар типа HIMU*), и резервуаров типа EMI, EMП с аномалиями по изотопам стронция и неодима. Природа резервуаров связывается с поступлением в мантию корового вещества или влиянием плюмов. Контаминация магмы непосредственно в коре также вероятна. Однако закономерный характер связи изотопных особенностей рассматриваемых эффузивных и интрузивных пород свидетельствует, что обогащение должно было иметь место до становления комплекса в целом, т. е. на глубине. Важно также, что полученная нами линия смешения (рис. 3)

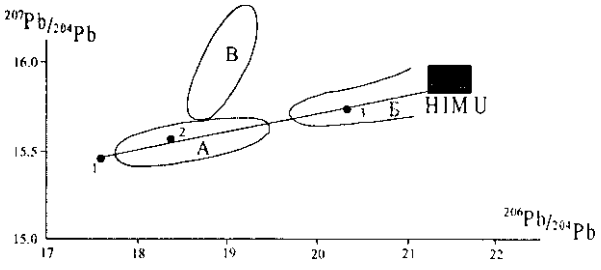

Рис. 3. Диаграмма $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ пород Йоко-Довыренского массива и Олокитской структуры.

I - перидотит массива, 2 - андезибазальт сыннырской свиты, 3 - габбро-долерит сыннырской свиты. А - поле океанических базальтов, Б - поле базальтов океанических островов, В - поле пелагических осадков.

следует модельной линии от поля БСОХ к полю рифтогенных базальтов Африки и центральной Европы, не обнаруживая прямой связи с модельными коровыми образованиями.

При обсуждении указанного вопроса следует иметь в виду, что в позднем протерозое в земной коре имело место образование крупных концентраций урановых руд. Рассматриваемый регион - одно из мест, где подобный процесс проявился достаточно масштабно. Считается, что первоисточник урана находится в глубинных (мантийных) горизонтах Земли [Мигута, Модников, 1993].

Существенное обогащение пород Иоко-Довьгренского комплекса радиогенным стронцием при относительном преобладании нерадиогенного неодима также дискуссионно. Предполагается влияние вмещающих метаосадочных пород на состав интрузивных образований [Кислов, 1998; Papunen et al, 1992]. Но нормальное, соответствующее составу пород, распределение малых элементов в разрезе интрузии, полное перекрытие спектров РЗЭ части габбро-норитов массива и вулканитов иняптукской свиты, равно как однотипность изотопных характеристик пород массива и вулканитов сыннырской свиты, свидетельствуют, что влияние экзоконтактовых метаосадков было ограниченным. Более перспективной представляется идея, высказанная Э.Г. Кониковым о том, что под олокитской структурой уже в протерозое в астеносфере функционировала горячая точка. С нею и могли быть связаны литофильные потоки вещества, определившие особенности геохимической и изотопной специализации источника, близкого модельному резервуару типа ЕМП [Zindler, Hart, 1986]. Процесс мог иметь плюмовую природу Косвенным показателем глубинности смешения является, возможно, тот факт, что в регионе известны вулканические породы акитканской серии с необычно высокими содержаниями ряда литофильных элементов. Объем вулканитов не позволяет объяснить такое обогащение процессами мобилизации непосредственно в коре. Таким 6бразом$_э$ в верхнем протерозое изотопно-геохимические особенности некоторых интрузивных формаций отражали новую ступень эволюции мантийного вещества и вовлечение в магмообразование новых источников. Подобное развитие продолжалось и в фанерозое.

Фанерозой. Считалось, что в фанерозое рифтогенные процессы, особенно на платформах, являлись частью так называемой "автономной" активизации [Щеглов, 1968]. На САмом деле активизация и образование рифтогенных структур на платформах, как и в складчатых областях, протекали под действием ряда внешних факторов, в частности взаимодействия континентальных и океанических плит. Для Сибирской платформы важным было взаимодействие Сибирской, Карской и Западно-Сибирской плит, в результате чего в позднем палеозое произошли значительные вертикальные и горизонтальные смещения по их границам с последующим образованием крупных и глубоких мегапрогибов и формированием в них осадочных толщ парагеосинклинального типа очень большой мощности [Верба, 1987]. К такого рода рифтогенным структурам относятся окаймляющие Сибирскую платформу Енисейско-Хатангский и Ленский прогибы. Фактическим продолжением Енисейско-Хатангского прогиба в сторону Ледовитого океана является трансформный разлом системы срединно-океанического хребта, тогда как в сторону Западно-Сибирской низменности прогиб сменяется четко выраженной в геофизических полях системой линейных зон. Возможно близким по своей природе является возникший в девоне-перми Баренцево-Северокарский мегапрогиб, прослеживающийся от Северной Скандинавии до о. Ушакова в Карском море [Верба, Верба, 2002]. Сами по себе указанные структуры амагматичны. Их гигантское осадочное выполнение рассматривается как многоярусное надрифтовое образование, вмещающее угленосные и особенно нефтеносные горизонты. Тем не менее, их связь с магмоконтролирующими структурами более чем вероятна. Так, по бортам Енисейско-Хатангского прогиба располагаются области интенсивного траппового и щелочно-улырамафитового магматизма. При этом Тулинский комплекс ультраосновных, щелочных и щелочно-ультраосновных пород приурочен непосредственно к борту прогиба, а контролирующий размещение рудоносных интрузий Норильского регионаНорильско-Хараелахский разлом является оперяющим по отношению к системе упомянутых выше и связанных с прогибом линейных зон. С разломом сопряжены и рифтогенные зоны низших порядков, также контролирующие размещение интрузивов [Гулин, Говердовская, 1994]. В свою очередь, и Гулинский, и Норильские комплексы располагаются на периферии гигантского траппового поля Восточной

Сибири, по сути являясь его краевой частью. Возможно, что имеется связь между формированием Баренцево-Северокарского мегапрогиба и девонским магматизмом Карело-Кольского региона. Сказанное вполне соответствует мнению Е.Е. Милановского о сопряженности и наличии взаимопереходов между базальтоидными сериями на континентах и базальтами океанов [Милановский, 1995]. Мак-Кензи и Бикли [McKenzie, Bickle, 1988] считают, что образование гигантских трапповых провинций есть результат совпадения открытия нового океана и действия плюма под платформой.

- Формирование Сибирского траппового поля объясняется обычно проявленностью так называемого "рассеянного" рифтогенеза. Особенности состава траппов указывают на связь в основном с относительно мало истощённым или даже неистощённым источником магматизма. [Sharma et al, 1991; Ланда, 1995]. Учитывая гигантский объём трапповых излияний, следует предполагать, что либо под платформой подлитосферная мантия не была истощена, либо её особенности определялись влиянием плюмово-о процесса. В настоящее время последнее предположение считается предпочтительным [Naldrett et al, 1992; Lightfoot et al., 1993; Hawkesworth, Lightfoot et al., 1995].

В периферических частях Сибирской платформы, наряду с упомянутым выше характерным типом траппов (большая часть базальтов Норильского и других регионов), представлены продукты и магм, генерированных в истощенной литосферной мантии. Их изотопная истощенность сочетается с некоторой обогащённостью литофильными элементами. Так, гудчихинские пикриты Норильского региона (15% MgO) при величине $\mathbf{e_{Nd}}$ = +4-+6 характеризуются аномально высоким содержанием титана до 1.8% $ТЮ_2$. Породы же гулинского комплекса при e_{Nd}=+4-+5 [Когаркоидр., 1999] особо богаты и титаном и многими малыми лито-филами. Титан при этом геохимически тесно связан с последними, в частности с РЗЭ, ниобием, танталом и т.п. Таким образом, если исходить из плюмовой концепции, то следует предполагать воздействие периферии плюма на истощенную мантию, насыщение её в той или иной степени литофильными элементами, т.е. смешение части "плюмового" и "литосферного" вещества в той или иной пропорции и вовлечение смеси в процесс магмообразоания. Подобные процессы, вероятно, проявились и в некоторых других областях континентального магматизма, причем, судя по всему, значение имело не столько время магматической активности, сколько соответствующий геодинамический режим. Так, континентальные базальты провинции Сьюпериор (Сев. Америка) с возрастом 1.1 млрд. лет характеризуются близкими нулю значениями величин $\mathbf{e_{Nd}}$, а породы карбонатитовых комплексов того же возраста – положительными значениями величины e_{Nd} и отрицательными $\mathbf{I_{sr}}$ [Paces, Bell, 1989].

Особенностью периферии Сибирской платформы на севере и северо-востоке является относительно широкое распространение ультрамафических вулканитов – пикритов и меймечитов, образование которых требует особо высоких температур. По мнению некоторых исследователей [Gill et al., 1995], подобные условия на периферии плюмов вряд ли могут быть достигнуты. Однако предложен ряд моделей, объясняющих интенсивность именно периферического вулканизма. Они предполагают, что при встрече с жесткой и холодной литосферой верхушка плюма растекается в стороны. При этом растекание может быть направленным из-за анизотропии нижней поверхности литосферы. Последняя модель [Griffit, Campbell, 1990] может в принципе объяснить особенности периферического вулканизма Сибирской платформы и асимметрию его проявления.

Континентальные рифтогенные магматиты платформ нередко имеют также характеристики, указывающие на связь либо с обогащенными мантийными источниками типа EMI и EMII, либо с контаминированностью веществом нижней и верхней коры [Блюман, 1998]. Высказаны соображения и о важной роли контаминации в процессах образования рудных сегрегации, связанных с такими магматитами. В частности предполагается, что формирование уникальных норильских медно-никелевых и плати –нометальных месторождений обусловлено обогащением расплавов коровой серой [Гриненко, 1966, 1990]. Отмечается также (рис. 4), что магматиты Норильского региона и в особенности рудоносные интрузии существенно обогащены радиогенным стронцием [Naldrett et al., 1992; Lightfoot et al., 1993]. Последние изотопно-геохимические исследования [Naldrett et al.. 1992; Lightfoot et al, 1993; Hawkesworth, Lightfoot et al., 1995] показали, что решение проблемы норильских руд должно опираться на понимание природы базальтов надеждинской свиты, излив-

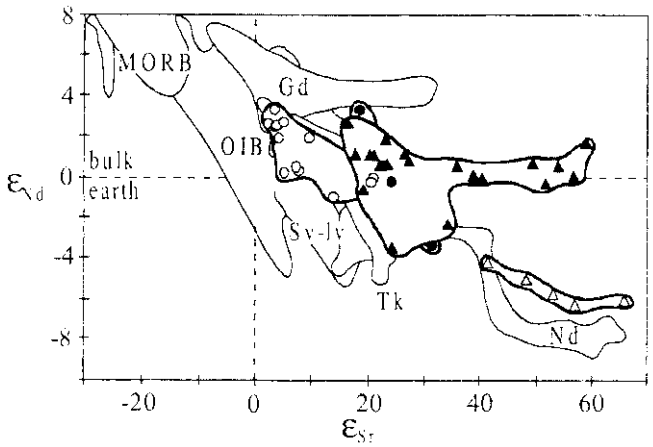

Рис. 4. Диаграмма e_{Nd}- e_{Sr} для пород норильского региона [Hawkesworth ct al., 1995] с дополнениями.

Nd - надеждинская свита, Тк - туклонская свита, Sv+Iv - ивакинская и сыверминская свиты, Gd – гудчихинская свита. Чёрные треугольники – норильские интрузии, в том числе рудоносные, пустые треугольники – безрудная Нижне-Талнахская интрузия, кружки – долеритовые безрудные интрузии, залитые кружки - щелочные интрузии.

шихся непосредственно перед образованием месторождений и явно аномальных по своим особенностям, в частности существенно обедненных никелем. Эта отрицательная аномалия указывает на источник рудных элементов норильских месторождений. Изотопная же специфика надеждинских базальтов, отличающая их от большей части траппов региона, особая обогащённость нерадиогенным неодимом и кремнезёмом. А, Налдреттом с соавторами [Налдрстт и др., 1994] высказана гипотеза о том, что исходная для надеждинских базальтов магма в процессе излияния контаминировалась богатыми серой вмещающими породами. В результате она становилась серопасыщенной, что вело к обособлению сульфидного расплава, из которого и формировались руды месторождений норильского региона. Поскольку эта гипотеза не учла всех особенностей надеждинской свиты, в настоящее время в качестве контаминанта предполагаются породы типа гранодиоритов и процесс относится на большую глубину [Hawkesworth, Lightfoot et al., 1995]. Отметим, что представления о глубинной природе смешения мантийного и корового веществ высказывались и ранее. Указывалось, что подобного рода процесс совершался в мантии, куда в результате предшествующих достаточно длительных тектонических событий [Додин и др., 1992] или упомянутых выше вертикальных движений [Ланда, 1995] могли быть затянуты блоки пород богатых серой, галогенами и водой. С учётом приведённых выше данных, подобная точка зрения требует дополнения. Очевидно, что контаминация подвижными компонентами из осадков могла осуществляться легче, чем усвоение кремния из гранитоидов, и они могли насыщать больший объём магмы. Это, вероятно, и имело место, так что все магматиты Норильского региона оказались обогащенными радиогенным стронцием. Параллельно с этим должно было произойти некоторое утяжеление серы, но расплав при этом оставался ею ненасыщенным [Keays, 1995]. На ненасыщенность серой указывают, в частности, высокие содержания никеля в оливине из рудоносных интрузивов. Насыщение же серой имело место только в ходе более локальной контаминации с раскислением исходного расплава и одновременным обогащением его нерадиогенным неодимом. Этот процесс имел отношение только к расплавам, исходным для базальтов надеждинской свиты и пород безрудной Нижне-Талнахской интрузии, оливин в которой явно обеднён никелем. Насыщение серой вызывало мобилизацию халькофильных элементов (никель, медь, МПГ) из силикатной выплавки, их сегрегацию в рудный флюидизированный расплав (рудный флюид), перемещение которого в верхние горизонты коры вело к образованию богатых месторождений типа Октябрьского и др.

Характерная для фанерозоя сопряженность разных типов рифтогенных структур выражалась и в разной степени их раскрытия в некоторых областях (разной степени расширения и сжатия) и соответственно в разном характере их проявленности в разных этажах геологического разреза. Так, в Маймеча-Котуйской провинции гулинский вулкано-плутонический комплекс, включающий мощную толщу основных, ультраосновных, щелочноультраоснов-ных и иных вулканитов, а также специфический дунитовый массив и массив щелочных уль-трамафитов с карбонатитами, приурочен к четко выраженной, в том числе и в рельефе, риф-тогенной структуре, отделяющей собственно

платформу от Хатангского прогиба. В то же время севернее, в пределах Котуйской моноклинали, где образовались цепочки щелочно-ультрамафитовых интрузивов (рис. 5), осадочные породы нарушены в основном в непосредственной близости от интрузий: они выведены из первоначального положения, задраны и образуют типичные куполовидные структуры. Изображаемые же на многих схемах так называемые рифтогенные зоны, соединяющие массивы, в осадочном чехле (рис. 5) фактически не проявлены. Более того, вряд ли можно говорить о них как о зонах особой проницаемости чехла на момент внедрения интрузивов, поскольку внедрение представляло собой напорный диапиро-вый процесс. Согласно расчетам, интрузивное давление, необходимое для того, чтобы вывести из первоначального положения и поднять вмещающе породы, в том числе и механически весьма прочные (например, кварцитопесчаники мукунской серии вблизи внедрявшегося Маганского массива), составляло не менее 1.6-3.0 кбар. Тем не менее, цепочечное расположение интрузий указывает на связь с некими зонами, которые, вероятно, проявлены на глубине, и осадочная толща Котуйской моноклинали должна соответственно рассматриваться как специфическая надрифтовая система. Судя по ориентировке цепочек массивов, они приурочены предположительно к глубинным зонам, соответствующим сочленениям различных метаморфических толщ и имеющим простирание, характерное для образований Анабарского щита. Возможно также, что определённое значение имеют зоны, параллельные простиранию Енисейско-Хатангского прогиба. "Решётка" такого рода зон, вероятно, была проявлена и в литосферной мантии. В таком случае узлы "решётки" представляли своего рода каналы (channel), по которым, согласно некоторым моделям [Griffit, Campbell, 1990], вещество плюма проникало в литосферу. Особенности каналов отличались от таковых в докембрии, и соответственно листрические проводники сменялись в фанерозое в большой степени вертикальными, к которым приурочивались массивы центрального типа. Механическое воздействие массивов на вмещающие породы приводило к нарушении их прочности и способствовало появлению многочисленных даек.

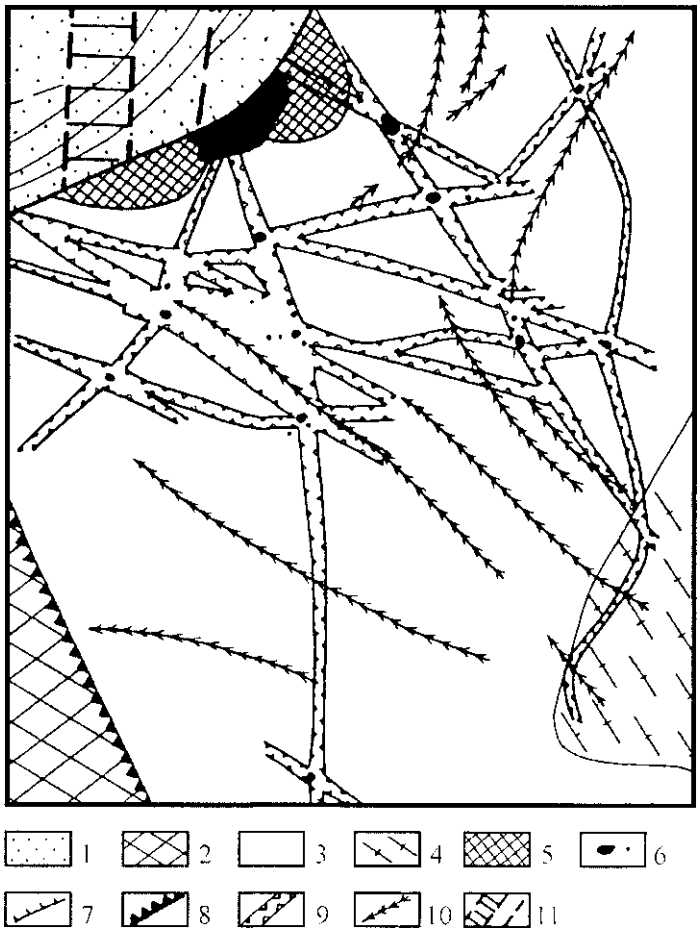

Рис. 5. Схема расположения щелочно-ультрамафитовых массивов Маймеча-Котуйской провинции и предполагаемых рифтогенных зон, их контролирующих.
1 – породы Енисейско-Хатангского прогиба, 2 - породы Тунгусской синекли-зы, 3 - породы Маймеча-Котуйской моноклинали, 4 - породы Анабарского щита, 5 - вулканические породы Тулинского комплекса, 6 - щелочно-ультрамафитовыке массивы, а также ультрамафитовый и ще-лочно-ультрамафитовый интрузивы Тулинского комплекса, 7 - рифтогенный разлом, отделяющий Енисейско-Хатангский прогиб от Сибирской платформы, 8 - западная граница Маймеча-Котуйской моноклинали, 9 - зоны, контролирующие, расположение щелочно-ультрамфитовых массивов Маймеча-Котуйской провинции, 10 – зоны размещения долеритовых даек, 11 – разломы в пределах Енисейско-Хатангского прогиба.

В отличие от платформ, в складчатых областях рифтогенные процессы проявлялись как составляющие более крупных событий, в частности становления островодужных систем. Так, в пределах приазиатской транзитали рифтогенные образования возникали или в тылу таких систем, или непосредственно в их пределах. Примером тыловых рифтогенов является риф-товая система северо-восточного Китая, возникшая в позднем мелу на континентальной окраине в связи с субдукцией под континент Тихоокеанской плиты и образованием дуги и задугового Японского моря [Basuet al, 1991]. Другой тип характерен для Корякско-Камчатской складчатой системы. Здесь выявлен пояс зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов урало-аляскинского типа, по многим особенностям однотипных с платформенными рифтоген-ными массивами кондерского комплекса (Кон-дёр, Чад, Сыбах). Подобного рода аналогия сочетается с данными о вероятной временной самостоятельности процесса формирования зональных массивов на Камчатке. Изотопные исследования пород подобных массивов, а также офиолитов и некоторых расслоенных интрузий региона, вкупе с геологическими материалами, позволили сделать вывод, что все эти образования формировались в течение достаточно узкого временного интервала (поздний мел), но становление офиолитов тяготело к началу этого интервала, а образование зональных и расслоенных массивов – к концу, при латеральном смещении от офиолитов [Ланда и др., 2001]. Последние события, отделявшие океанический этап становления дуги от собственно острово-дужного, проявившегося в основном в кайнозое, фиксировали промежуточную рифтогенную стадию. Можно предполагать, что подобная стадия, как особая часть становления островной дуги, характерна и для других складчатых систем (уральской, алтае-саянской и т.д.).

Наряду с породами зональных комплексов, типоморфными образованиями для такого рода рифтогенных зон являются базальты СОХ и островодужные, а также ультрамафические вулканиты и специфические щелочные базаль-тоиды тина лейцititов и лейцитовых тефритов, широко распространённые на Камчатке. Эти образования связаны с источниками в деплетированной мантии [Ланда, Марковский, 1999]. В частности, для базальтов окраинномор-ских рифтогенных систем значения 8_{Nd} установлены в пределах +5.0-+11.9 [Мартынов, Окамура, 1993]. Базальты, ассоциирующие с ультрамафическими вулканитами, характеризуются более узким интервалом значений е (от +10.7 до + 9.1). Намечается некоторое уменьшение рассматриваемого параметра в ходе магматических процессов, но в целом приуроченность их зарождения к мантии типа DM или PREMA весьма устойчива. В этом определённое отличие складчатых областей от платформенных.

Есть и другие отличия. Геохимические особенности дунитов зональных массивов, в частности бедность никелем, указывают на специфический состав источника этих пород. Предположительно это могли быть породы типа бедных магнием и соответственно никелем гранатовых лерцолитов, гранатовых пироксенитов, магнезиальных эклогитов, смеси указанных составов с первичными лерцолитами, т.е. образования, которые могут быть отнесены к так называемой «пироксенитовой» мантии. Сделанный вывод находится в соответствии с данными о составе мантийных ксенолитов в вулканических комплексах подвижных областей [Добрецов, 1983].

Фанерозой характеризуется особо широким развитием щелочных пород [Когарко, 2001] Такие породы рассматриваются обычно в качестве признака проявившихся рифтогенных процессов [Геодинамические,.., 1989]. Образование щелочных магм возможно только в субстрате, возникшем в ходе мантийного метасоматоза и содержащем флогопит, амфибол и некоторые другие вторичные минералы. При этом оказывается, что подобный метасоматоз по-разному проявлялся в платформенных и складчатых областях. В платформенных областях метасоматизируемый субстрат обогащался не только щелочами, но и РЗЭ, ниобием, другими малыми литофилами. В складчатых же областях метасоматический процесс отличался от охарактеризованного. В ходе метасоматического процесса обогащения субстрата малыми литофильными элементами могло и не иметь места (рис. 6).

Рифтогенез на постскладчатой континентальной стадии развития складчатых областей выражался в формировании грабенообразных структур, наследующих общее региональное простирание. Широко проявлены подобные структуры в Забайкалье и на Алданском щите. Их особенностью является достаточно чёткая специализация в отношении пород выполнения. В одних структурах это терригенные угленосные отложения, в других – вулканогенные тол-

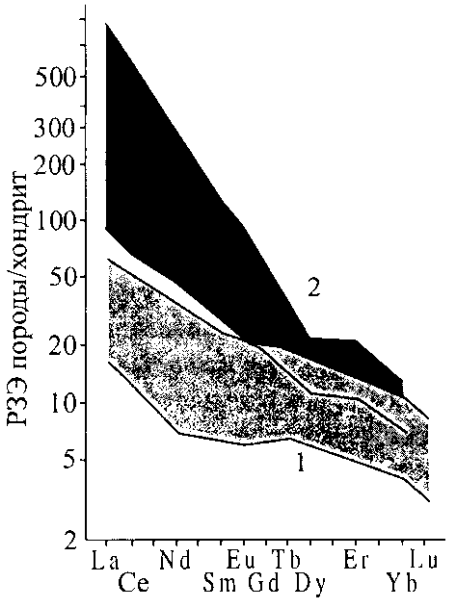

Рис. 6. Спектры РЗЭ, нормированные по хондриту, для лейцитсодержащих базальтов и базанитов Камчатского сегмента Ширшовско-Олюторско-Камчатской окраинноморской рифтогенной системы (I) и калиевых щелочных базальтоидов Восточно-Африканской рифтовой системы (2).

Данные Б.А. Марковского.

щи, сложенные в основном базальтоидами. Такого рода выполнения рифтов вполне сопоставимы, по мнению СВ. Рассказова [2001], с подобными образованиями Восточной Африки. Появление рифтовых впадин [Рассказов, 2001] связывается с нарушением изостатического равновесия при термально-механическом утонении литосферы. Показателем процесса считаются излияния лав, близких по составу базальтам океанических островов, изотопные особенности которых определялись смешением литосферного и подлитосферного вещества.

Таким образом, как уже отмечалось [Ми-лановский, 1977; Лутц, 1992], рифтогенные процессы в фанерозое проявились максимально интенсивно и разнообразно. Подобное разнообразие было обусловлено в том числе особенностями эволюции и взаимодействия литосферных плит, а также спецификой мантийных процессов, в частности характером взаимодействия литосферной мантии и подлитосферного вещества, реализуемого, вероятно, вследствие активности плюмов. Кроме того, имело место и взаимодействие в системе мантия-кора. Очевидно, что указанные процессы влияли, хотя и с меньшей интенсивностью, на рифтогенез и в предшествующие эпохи.

Выводы

1. Эволюция рифтогенеза совершалась взаимосвязанно с зволюцией вещества верхней мантии. На начальном докембрийском этапе в пространственно-временной последовательности: зеленокаменные пояса – пояса интрузивов перидотит-пироксенит-габбро-норитового состава – осадочно-вулканогенные впадины, в магматитих фиксируется циклическое и закономерное изменение величины e_{Nd}, характеризующей степень истощенности вещества мантийного резервуара. В позднем протерозое большее значение приобрели обогащенные литофилами резервуары типа EMI и EMП, а также существенно проявил себя резервуар типа HIMU с высокой величиной U/Pb отношения. Подобное направленное развитие продолжается и в фанерозое – магматические образования, связанные с рифтогенезом, становятся более разнообразными, а их изотопные параметры охватывают всё больший интервал возможных значений.

2. Характер эволюции продуктов рифтогенного магматизма и их источников не соответствует постулируемой в изотопной геохимии концепции об однонаправленном изменении вещества верхней мантии - от неистощенного ко все более истощенному. Фактором, отклоняющим мантию от такого развития, является влияние плюмов, периодически поставляющих неистощенное вещество в области магмообразования и обеспечивающих его смешение с истощенным веществом литосферной мантии. Существенное влияние на особенности магматизма, связанного с рифтогенезом, оказывает и взаимодействие мантия-кора. Процессы смешения, проявляющиеся, в частности, в виде мантийного метасоматоза, могут осуществляться несколько по-разному в мантии под платформами и складчатыми областями, обусловливая появление соответственно богатых и бедных малыми литофилами щелочных расплавов.

3. Рифтогенез является частью глобальных тектонических деформаций. Отмечаемая нередко его автономность является достаточно относительной. В частности, нередок параллелизм проявления рифтогенных процессов в континентальных и океанических системах.

4. Направленный характер развития рифтогенов выражается и в последовательном возрастании роли существенно амагматичных структур, выполненных в основном осадочными образованиями разного состава. Существенно также появление надрифтовых зон, ряд особенностей которых (в том числе металогенических) определяются влиянием погребенных рифтогенных структур. Особым типом надрифтовых структур являются некоторые зоны в осадочном чехле платформы, к которым приурочены цепочки концентрически-кольцевых интрузий щелочных ультрамафитов, оказывающих интенсивное механическое воздействие на вмещающие породы, обусловливая последующее образование кольцевых и линейных дайковых полей.

Список литературы

Блюмаи Б.А. Земная кора континентов и океанов. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1998. 148 с.

Верба В.В., Верба МЛ. Структуры растяжения земной коры в Арктической геодепрессии // Российская Арктика. С-Пб., 2002. С. 93-108.

Верба МЛ. Океанические структуры в геологическом прошлом Западно-Арктического шельфа // Общая геофизика и геохимия океана, твердая кора океана, зоны перехода. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 54-59.

Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1989. 276 с.

Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Л.: Недра, 1985. 356 с.

Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977.246 с.

Гринешо Я.Л. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудных месторождений. 1966. № 1. С. 15-30.

Гриненко Л.Л. Источники вещества и условия формирования сульфидных медно-никелевых руд по изотопно-геохимическим данным // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 57-66.

Гулин С.А., Говердовская Т.Г. Структурный контроль платиноносных расслоенных никеленосных интрузивов Северосибирского региона // Платина России. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 108-115.

Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

Додин Д.А., Тарновецкий Л.Л., Нагайцева Н.Н. и др. Петрогенезис расслоенных никеленосных интрузий Таймыра // Изв. АН СССР. Сер. геол.. 1992. № 7. С. 45-66.

Золотое Е.Е., Ракитов В.А. Строение коры и мантии Пачелмского авлакогена// Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С 94-97.

Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 24 с.

Кислое Е.В. Иоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ, 1998. 265 с.

Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в истории Земли // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С 5-17.

Когарко Л.Н., Хендерсон М., Холанд К. Эволюция и изотопные источники Тулинского ультраосновного щелочного массива (Полярная Сибирь) // Докл. АН. 1999. Т. 364. *N*° 2. С. 235-237.

Коников ЭТ. Дифференцированные гииербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск, 1986. 220 с.

Лайда Э.А., Марковский Б.А. Об особенностях распределенргя величины J_{Nd} в магматических породах, связанных с рифтогеннезом // Докл. АН. 2000. Т. 272. № 2. С 225-227.

Ланда Э.А. Особенности пермско-триасовой мантии и источники рудного вещества платиносодержащих месторождений севера Сибири и Таймыра (по изотопно-геохимическим данным) // Платина России. Т. 2. Кн. 1. 1995. С. 107-113.

Лутц Б.Г. Магматизм континентальных рифтов в докембрии // Тихоокеанская геология. 1992. №4. С. 110-116.

Мартынов Ю.А. Окамура С. Вариации изотопных отношений Sr и Nd в палеоцен-плейстоценовых базальтах Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 1993. Т. 333. №3. С. 366-369.

Мигута А.К., Модников И.С. Урановость областей мезозойской активизации юго-востока Сибирской платформы // Отеч. Геология. № 5. 1993. С. 15-21.

Милановский Е.Е. Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3-25.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли // Роль рифтогенеза в истории Земли. Новосибирск, 1977. С. 5-11.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983.280 с.

Налдретт А., Федоренко В.А., Лайтфут И. и др. Месторождения Ni-Cu-МПГ Норильского района, Сибирь: их формирование в подводящих каналах платобазальтовог вулканизма // Abstracts VII Int. Platinum Symp. M., 1994. С. 78.

Пучков В.Н. Важнейшие закономерные и индивидуальные черты геологической эволюции Урала и сопредельных территорий // Литосфера. 2001. № 1. С. 15-31.

Рассказов С.В. Кайнозойский магматизм зон растяжения и горячих пятен Восточной Африки и Центральной Азии // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С. 78-95.

Шарков Е.В. Происхождение критических зон крупных расслоенных интрузивов // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1989. С. 35-48.

Шарков Е.В., Суперплюмы в раннем палеопротерозое (на примере крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной серии, Балтийский Щит) // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск-Москва, 2002. С. 277-280.

Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 280 с.

Эринчек Ю.М., Милыштейн Е.Д. Рифейский рифтогенез Центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.

Basu A., Junwen W., Guanghong X., Tatsumoto M. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implication for their origin frov subocean-type mantle reservoirs // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. № 1. P. 149-169.

Barnes S.-J.} Often M. Ti-rich komatiites from northern Norway // Contr. Miner, and Petrol. 1990. V. 105. № LP. 43-54.

Campbell L, Griffiths R. Implication of mantle plume structure for the evolution of flood, basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 90. № 1/2. P. 66-78.

Cameron W. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // Contr. Mineral. Petrol. 1985. V. 89. № 2/3. P. 239-255.

Gill R,, Holm P., Nielsen T. Was a short-lived Baffin Bay plume active prior to initiation of the prestnt Ictlandic plume? Clue from the high Mg picrites of West Greenland // Lithos. 1995. V. 34. № 1-3. P. 27-39.

Hawkesworth C J., LightfooiPC, Fedorenko V.A. et al Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // Lithos. 1995. V. 34. № 1-3. P. 61-88.

Hans hi E.J., Smolkin V.F. Iron- and LR EE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites. Kola Peninsula//Russia Lithos. 1995. V. 34. N. 1-3. P. 107-125.

Keays R.R. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits // Lithos. 1995. V. 34. N. 1-3.

LightfootPC, Hawkesworth C J., HergtJ. et al Remobilisation of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Norilsk District, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114: P. 171-188.

McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 625-679.

Naldrett A.J., LightfootP.C, Fedorenko V. et al. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Norilsk Region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores//Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 975-1004.

Paces J. Bell K. Non-depleted sub-continental mantle beneath the Superior Province of the Canadian Shield: Nd-Sr isotopic and trace element evidence from Midcontinent Rift, basalts **/7** Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 8. P. 2023-2035.

Papunen H., Distler V., Sokolov A. PGE in the Upper Proterozoic Dovirensky layered complex, North Baikal area, Siberia // Australian Journ. of Earth Sci. 1992. V. 39. P. 327-334.

Sharma M., Basu A., N ester enko G. Nd-Sr isotopes, petrochemistry and origin of the Sibirian flood basalts, USSR // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 1183-1192.

Van der Merve M. The layered sequence of the Potgietersrus limb of the Bush veld complex *II* Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1337-1351.

ZindlerA., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Pvev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 93-571.

Рецензенты доктор геол.-мин. Наук Г.Б. Ферштатер, член-корр. РАН В.Н. Пучков