

Мантийные циклы магматизма

Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

Проведен статистический анализ массива геохронологических данных (более 14200 датировок) методом вероятностного описания суммарной информации отдельно для обеих верхних оболочек Земли в развертке по всему интервалу геологического времени. Установлено различие в динамике развития обеих оболочек: более интенсивном развитии мантийных процессов в периоды одновременной активизации эндогенных событий в обеих оболочках и более резком сокращении мантийной активности в эпохи затухания эндогенных процессов в этих оболочках. Это различие является объективным критерием для выявления максимальной длительности циклов мантийной активности, которая оказалась разной для раннего-среднего архея, позднего архея-протерозоя и для фанерозоя. Эти выводы проверены на примерах геохронологической систематики информации по сумме данных и по выборкам различных типов субщелочных и щелочных пород. Показано, что распределение пяти групп субщелочных и щелочных пород в интервале поздний архей-фанерозой строго подчиняется стадийности мантийных циклов, выявленных по сумме данных для магматических пород верхней мантии. Так как породы повышенной щелочности представляют собой один из вариантов плюмового типа магматизма, постоянное участие щелочных пород в каждом из выявленных мантийных циклов подчеркивает важность такого магматизма в эволюции системы кора-мантия в геологической истории планеты. Первичные изотопные отношения Sr и Nd щелочных серий разделяются на две группы, одна из которых имеет изотопные параметры, свойственные мантии, другая характеризуется коровыми значениями. Как правило, мантийные изотопные соотношения прослеживаются на всем геологическом интервале датированных пород, а роль коровых изотопных «меток» возрастает от архея в сторону фанерозоя, что отражает в целом усиление воздействия флюидов и пород коры на магматические процессы как при первичной генерации мантийных магм, так и в при консолидации их в коре. Поскольку источники щелочных магм формировались в ходе мантийного метасоматоза, обогащающего магмагенерирующие зоны некогерентными элементами, неоднократное проявление такого процесса в отдельных мантийных зонах должно приводить к аномальному накоплению элементов, что будет отражаться на генерируемых из них щелочных магмах.

Введение

Прошло более 40 лет со времени первичного обнаружения неравномерности в развитии континентального корообразования [1], которую теперь принято называть «мегациклическостью» [2]. За это время проблема роста коры обсуждалась десятки раз и, если исключить уникальное допущение [3], что вся кора сформировалась на ранней стадии

существования Земли, все остальные авторы, базируясь прежде всего на данных геохронологии, рассматривают мегацикличность как отражение последовательного, но неравномерного наращивания коры в геологическом времени. Эти соображения первоначально опирались на объединении датировок по породам и минералам коры и верхней мантии в единую «систему». Подобный подход к систематике данных по существу постулировал геохронологическое тождество между эндогенными событиями обеих верхних оболочек либо вынужденно игнорировал возможные различия и тем самым давал лишь ориентировочную оценку рубежей предполагаемой мегацикличности. Трудности в интерпретации результатов усугублялись тем, что выявляемые пики и границы между мегациклами варьировали в зависимости от использования данных, полученных K-Ar, U-Th-Pb, Rb-Sr методами датирования [1]. Подобное различие подтвердилось при появлении новых статистических обобщений с привлечением Sm-Nd [4] и U-Pb [5] данных и их сопоставлении с более ранними публикациями [1, 2 и др.]. Естественно, возникли вопросы о причинах этих различий и, как следствие, решение проблемы глобальной цикличности вновь приобрела актуальность.

Еще в середине 80-х годов прошлого века было показано, что в континентальной коре существует избыточная масса ряда литофильных редких элементов (Rb, K, Th, U, Sr, легкие РЗЭ) относительно их содержания в объеме верхней мантии, если ее исходный состав принять тождественным среднему составу мантии [6]. Подобный вывод еще более очевиден, если сопоставлять бюджет континентальной коры с реальными деплетированными верхнемантийными источниками для океанических и островодужных базальтов [7 и др.].

Последнее десятилетие явилось эпохой всесторонних исследований условий зарождения и переноса вещества верхнемантийных горячих точек и нижнемантийных суперплюмов во внешние геосферы как наиболее вероятного механизма активизации эндогенных процессов в них. При этом выявились два взаимосвязанных аспекта работ – тектонический и петролого-геохимический, которые приобрели четкость после того, как была сформулирована новая парадигма глобальной тектоники, объединившая представления о тектонике плит и нижнемантийных плюмов [8], что, по существу, явилось базой для разработки современных идей глубинной геодинамики и нашло фактическое подтверждение:

- в новейших сейсмических данных о строении и физических свойствах нижней мантии (прослеживание субдукции до нижней границы мантии, выделение пограничного слоя D'', оценка уровней средней мантии и переходного слоя) [9, 10 и др.];

- в обнаружении автономии свойств и вращения внутреннего ядра [11];

- в модельных оценках влияния сверхглубинной энергетики жидкого ядра и реологических свойств нижней мантии на условия зарождения и перемещения суперплюмов в верхнюю мантию и кору [12-14];

- в разработке петрологических и геохимических критериев мантийного метасоматоза при субдукции и в зонах верхней мантии при воздействии плюмов [15-17];

- в модельных оценках плюм-литосферного взаимодействия [16-18];

- параллельно были разработаны геологические, петрологические и геохимические критерии для идентификации воздействия суперплюмов на магматизм верхней мантии [19-28 и др.].

Однако, почти все перечисленные модельные аргументы и фактические наблюдения касаются преимущественно современного строения мантии и ядра и не выходят за рамки мантийного магматизма фанерозоя. Поэтому актуальными остаются вопросы по эволюции мантийного магматизма в 4.5-миллиардной истории развития Земли.

Итак, на сегодня представляется необходимым вновь обратиться к анализу геохронологической информации для выявления и обоснования критериев циклического развития эндогенных процессов в оболочках планеты, к обобщению изотопно-геохимических данных для выяснения интенсивности взаимодействия этих процессов между корой и мантией с учетом влияния поверхностной тектоники и глубинной геодинамики планеты. В данной работе будут рассмотрены некоторые аспекты этих глобальных проблем.

Вероятностное описание геохронологических данных

В последние годы появились примеры статистической систематизации временной информации [29-31] на основе разложений на бесконечном и конечном базисах, включая методы анализа корреляционной размерности случайных процессов.

В данной работе реализованы методы вероятностного анализа временной информации, учитывающие проблемы значительного диапазона вариаций в точности реальных геохронологических датировок и неравновесной представительности самих данных по разным типам пород. В указанном подходе к геохронологической информации, возрастные датировки рассматриваются как нормальные случайные процессы, реализующиеся на некотором детерминированном интервале [32], к которым после некоторого преобразования можно применять развитые современные методы анализа стационарных и нестационарных [33, 34] процессов. Численная реализация представления возможна только при дискретном шаге Δt , который должен соответствовать формулируемым задачам анализа сигналов. Так, например, если для выявления статистических закономерностей по докембрию приемлем анализ с шагом в 10-20 млн лет,

что в среднем отвечает точности индивидуальных оценок возраста эндогенных событий, то для фанерозоя необходима обработка с шагом в 2-5 млн лет (и менее, если речь идет о миоцене или четвертичном периоде), который в среднем согласуется с существующими хроностратиграфическими шкалами. Разумеется, результирующий график плотности вероятности зависит от временного лага Δt , но самое существенное в этом представлении – возможность применения к полученным вероятностным оценкам $P(t)$ всех возможностей современного аппарата анализа сигналов (например, построение вейвлет–спектрограмм для плотности вероятности процесса и др.) [33, 34].

Два типа мегацикличности ?

В последние 10-15 лет накоплен громадный массив геохронологической информации, что позволяет на базе нового ее обобщения возвратиться к проблеме мегацикличности. Это тем более актуально, поскольку современные достижения по изучению строения и глубинной геодинамики Земли заставили существенно модернизировать геолого-тектонические, петрологические и геохимические представления о развитии мантии и коры. Таким образом, на сегодня возникла необходимость в корреляции различных аспектов геологических знаний с геохронологией, вносящей количественную меру для суждения о динамике процессов корообразования, отраженных в тектонике плит и плюмов, и их связи с развитием энергетики внутренних оболочек и ядра Земли и возможным внешним воздействием на отдельные оболочки.

Прежде чем переходить к обсуждению этих вопросов, необходимо разобраться с возможностями и ограничениями приложения геохронологических методов применительно к явлению мегацикличности. В статье использован фундаментальный банк (более 14200 датировок), в котором обобщены опубликованные данные, полученные разными методами: U-Th-Pb (сокращенно U-Pb) – 8229; Rb-Sr – 3330; K/Ar + $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ + FT (сокращенно: K-Ar) - 2054; Sm-Nd – 650 датировок. Отметим, что каждый метод представлен большим массивом датировок, что, на наш взгляд, позволяет на базе методологии вероятностного описания сделать аргументированные заключения. Результаты систематизации показывают (рис.1), что информационные поля по каждому методу существенно различаются между собой. Как и следовало ожидать, данные U-Pb метода являются наиболее объемлющими, за исключением интервала мезо-кайнозоя. Напротив, датированием K-Ar и Rb-Sr методами получен главный массив сведений об эндогенных событиях в фанерозое. Информация с использованием обоих этих методов резко сокращается при переходе от фанерозоя к протерозою и позднему архею, а в интервале древнее 3.1 млрд лет вряд ли является представительной для выявления пиков мегацикличности. Единственная гистограмма, регистрирующая стадийность

роста континентальной коры с использованием Sm-Nd метода датирования, опубликована М.Т. МакКаллохом и В.С. Беннетт [4] по материалам для

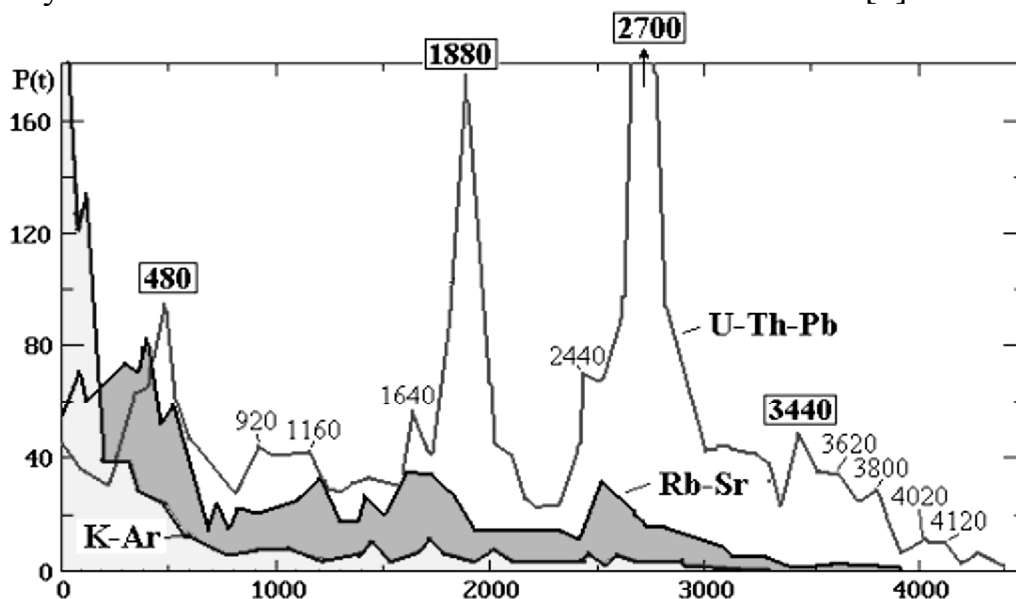


Рис.1. Гистограмма распространности датировок, полученных тремя геохронологическими методами для суммы пород и минералов коры и верхней мантии.

Статистическая развертка ($P_i \approx$ число датировок) проведена с шагом усреднения в 20 млн лет. Для построения диаграмм по каждому методу использованы только максимальные значения P_i , регистрируемые в интервале 0-4400 млн лет. Цифры в прямоугольниках – максимальные U-Pb пики мегацикличности.

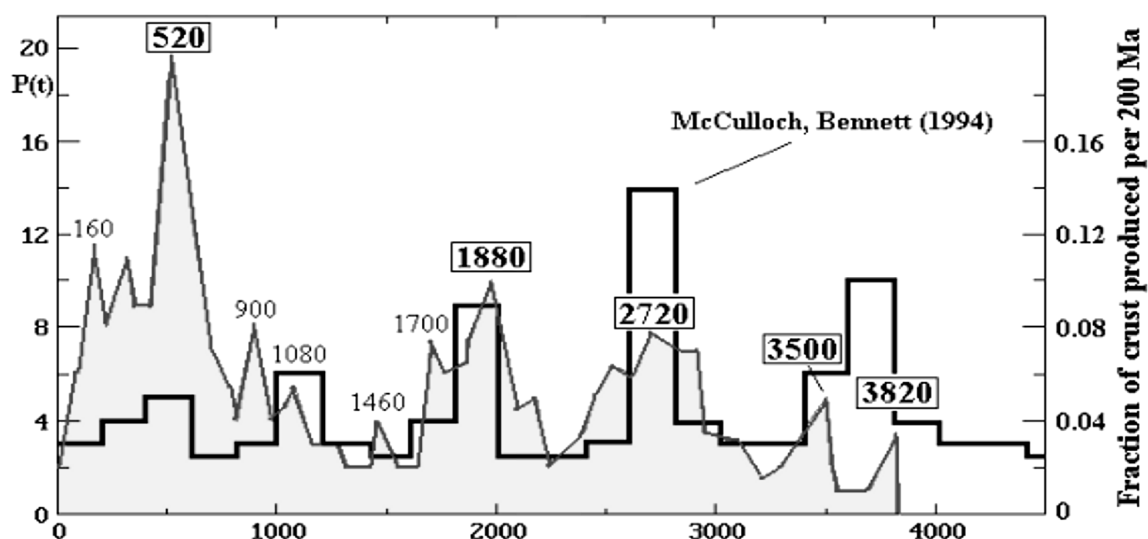


Рис.2. Корреляция результатов систематизации Sm-Nd данных, проведенной с использованием метода непараметрической статистики (P_i) в диапазоне 0-4.5 млрд лет по всем максимумам, выявленным при усреднении с шагом в 20 млн лет, и модельного метода статистического усреднения с шагом в 200 млн лет [4].

В последнем случае высота пиков указана как часть от общей массы коры, сформировавшейся за 4.5 млрд лет. В прямоугольниках представлен возраст максимальных пиков мегацикличности по новым данным.

Австралии. Сопоставление выборки из нашего банка (650 датировок для разных регионов) с данными по Австралии свидетельствует об удовлетворительном сходстве, несмотря на разницу в шаге усреднения (рис. 2). При этом, возрасты Sm-Nd максимумов представляется возможным уточнить.

В итоге, результат для главных пиков (млн лет) по Sm-Nd системе (3820, 3500, 2720, 1880, 520) хорошо согласуется с максимальными U-Pb пиками (3800, 3440, 2700, 1880, 480).

При выявлении Rb-Sr мегациклических пиков выборка из нашего банка составила 3330 датировок, что примерно в три раза превышает информацию (1108 датировок), использованную Ю.Д. Пушкаревым [2] для аналогичной цели. Тем не менее, между обеими систематиками, несмотря на различие в методологии обобщения информации, отмечается сходство по распределению максимальных пиков мегациклическости для всего интервала геологического времени (рис.3; детализация для фанерозоя – рис. 4). Возрасты пиков - наши данные / данные по [2] соответствуют (млн лет) : 3660-3620 / \approx 3600; 2520/ 2600; 1620-1720/1650; 1220/1100; 405/420; 125/160.

Для K-Ar метода возрасты максимальных пиков составили в млн лет: 2600, 2020, 1720, 1440, 330, 125, 80, 0-15 (рис.1 и 4). В обоих случаях максимальные Rb-Sr и K-Ar пики не совпадают с U-Pb и Sm-Nd с систематикой, существенно смещены в сторону омоложения на 50-100-200 млн лет. Подчеркнем, что этот вывод не оригинальный, поскольку легко просматривается уже в самой первой работе «по распределению минеральных дат во времени и пространстве» [1].

Итак, имеются формальные доказательства существования двух типов мегациклическости. U-Pb и Sm-Nd изотопные системы рассматриваются большинством геохронологов как наиболее устойчивые к воздействию поздних наложенных процессов в сравнении с Rb-Sr и K-Ar системами, что особенно важно для докембрия. Все это означает, что при датировании разными методами фиксировались преимущественно разные эндогенные события и при том в разных соотношениях. Если сопоставить наблюдаемые данные по мегациклическости с современными представлениями [8] по глубинной геодинамике, то подобная «мегациклическая» раздвоенность не вскрывает сути воздействия двух главных процессов – тектоники плюмов и плит. Поиск подтверждения этих геодинамических соображений на базе суммарных сведений по геохронологии обеих верхних оболочек бесперспективен.

Сам принцип объединения информации по коре и верхней мантии на сегодня представляется устаревшим и не пригодным для расшифровки совокупности процессов, управлявших циклическостью корообразования. Такой вывод напрашивается из-за ряда противоречий. Первое из них связано с громадным диапазоном различия в количестве датировок, объединяемых под рубрикой того или иного геохронологического метода, что отражается в

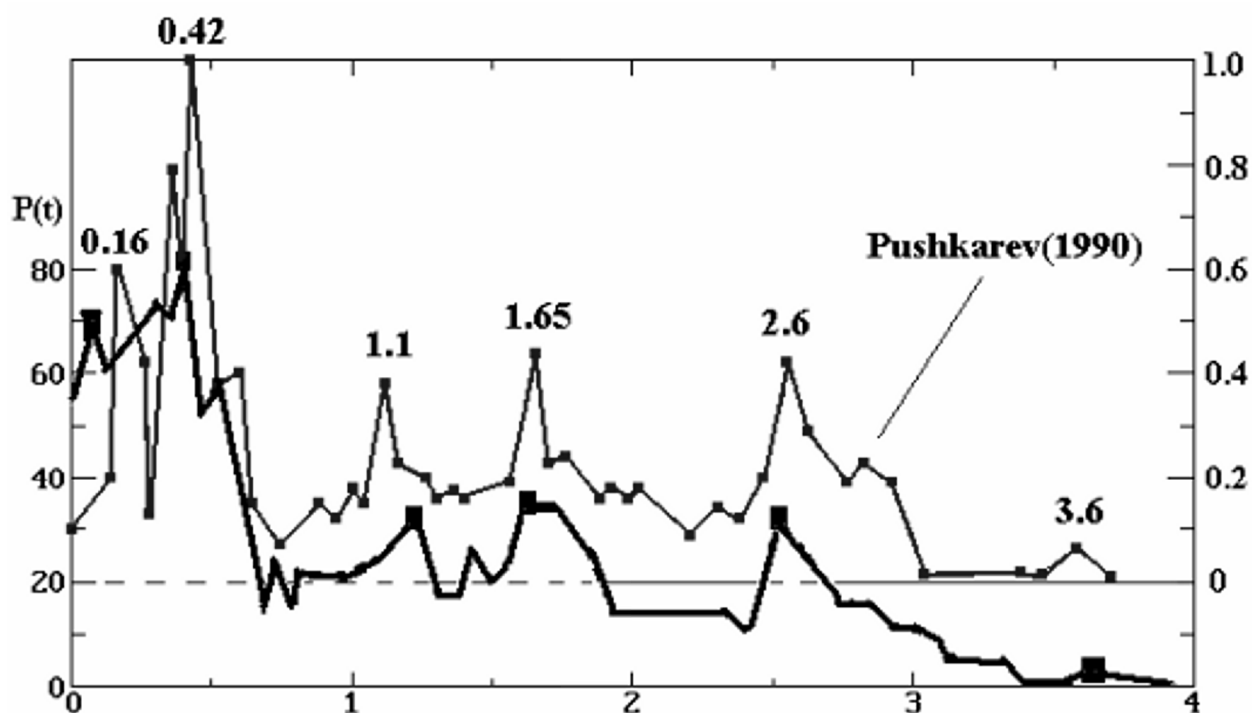


Рис.3. Корреляция результатов систематизации Rb-Sr данных, проведенной с использованием метода непараметрической статистики (P_t) в диапазоне 0-4 млрд лет по всем максимумам, выявленным при усреднении с шагом в 20 млн лет, и метода скользящего осреднения для элементарного квадрата со стороной в 200 млн лет [2] и условной нормализацией по максимальному пику (принятому за 1).

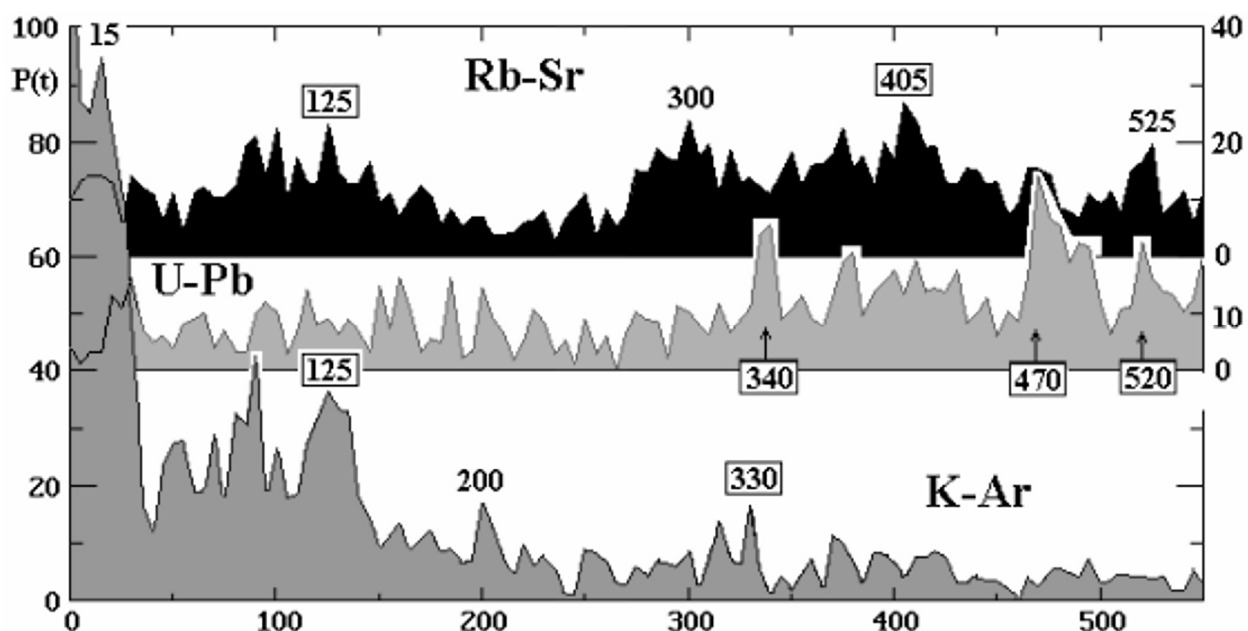


Рис.4. Уточнение возрастного положения важнейших пиков мегацикличности фанерозоя по данным для разных геохронологических методов с использованием непараметрической статистики (P_t) с шагом в 5 млн лет.

различии оценки возраста максимальных («мегациклических») пиков и, главное, в контрастности оценки относительной интенсивности эндогенных

событий. (например, в регистрации или отсутствии мегациклов фанерозоя). С другой стороны, опубликованная геохронологическая информация по различным типам магматических пород не согласуется со значительными вариациями в средней и региональной распространенности важнейших типов пород. Во-вторых, не учтена также большая контрастность в распространенности пород между докембрийскими и фанерозойскими регионами. Все это обуславливает некорректное суммирование геохронологической информации, поскольку при таком подходе исчезает значимость конкретных геологических процессов. Это же касается попытки [35, 36 и др.] поиска глобальной 100 млн (лет) периодичности в относительной распространенности пород по сумме данных для коры и мантии. В этом случае оказалось, что «аномальные» пики, которые находятся внутри 100-млн циклов и по уровню выше или равны соседним, преобладают в последние 2 млрд лет относительно более глубокого докембрия. В итоге, также как и при анализе более крупного явления «мегацикличности», никакого однозначного решения о типах процессов не удастся получить. Можно лишь предполагать, что подобная картина является результатом наложения разновременных событий, протекавших в коре и мантии и/или внутри каждой из геосфер. Таким образом, возникает необходимость более конкретного самостоятельного исследования коровых и мантийных событий.

Система Кора – Верхняя мантия

Поскольку на сегодня существует достаточная информация отдельно для коры и мантии, в качестве первого шага имеет смысл рассмотрение особенностей эндогенных событий в каждой из верхних оболочек Земли для решения вопроса о степени сходства и различия в динамике их развития. Заметим, что суммирование геохронологических данных по отдельным оболочкам не устраняет всех противоречий, отмеченных выше для «валового» анализа по сумме данных для коры и мантии, но вносит коррекцию на различие типов процессов между обеими оболочками.

Суммарная гистограмма распределения датировок (рис. 5), полученных всеми методами, отдельно для коры (9808 датировок) и мантии (4435 датировок) позволяет уверенно утверждать, что мегацикличность фиксируется в обеих верхних оболочках с главными - максимальными («мегациклическими») пиками, которые в целом тяготеют к U-Pb систематике для суммы данных по коре и верхней мантии. Возможно, это следствие преобладания U-Pb датировок в массе информации. При этом почти все мегациклические и иные пики приближенно согласуются между собой для обеих оболочек (кора/мантия, млн лет): для раннего и среднего архея отмечаются пики 3800/3820, 3620/3640, 3520/3500, 3300/3310, 3220/3220, которые по высоте для коры почти одинаковы, что не позволяет

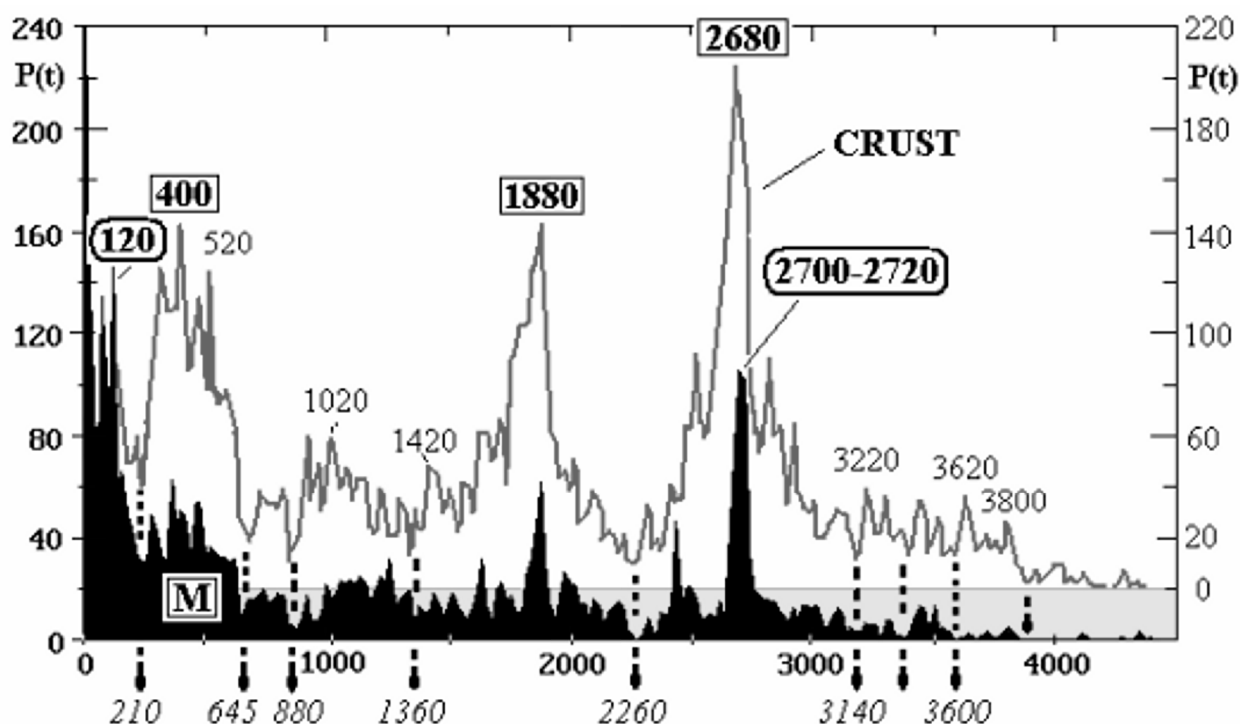


Рис.5. Генеральные линии эволюции эндогенных событий в мантии (М) и коре, фиксирующие неравномерность развития корообразования – существование этапов максимальной и минимальной активизации в обеих оболочках.

Штрих пунктиром со стрелками отмечены наиболее четкие эпизоды минимумов, коррелируемых в системе мантия-кора. Диаграмма построена по статистическому параметру (P_t) при шаге усреднения в 20 млн лет. Цифры в прямоугольниках – возраст мегациклических пиков для коры, в овалах – то же для пиков верхней мантии.

выделить среди них какой-либо один как главный, для мантии фиксируются наиболее высокие пики с возрастaми 3440 и 3500; для позднего архея отмечается один мегациклический максимум - 2680/2710 и два менее выразительных 2920/2920, 2820/2810; для протерозоя существует один мегациклический - 1880/1880 и множество второстепенных – 2520/2500, 2420/2440, 2320/2320, 2220/2200, 2100/2100, 2020/1980, 1720/1720, 1660/1640, 1500/1520, 1420/1440, 1300/1340, 1220/1260, 1140/1140, 1020/1000, 920/920, 820/800, 720/740, среди которых не представляется возможным аргументировано выделить другие «мегациклические» разности, поскольку для коры и мантии подобные максимумы могут различаться по времени появления и интенсивности (например, для интервала 1400-900 млн лет); для фанерозоя шкала с шагом в 20 млн лет является грубой и выявляет один «мегациклический» пик с возрастaм 400/410 млн лет, а при шаге в 5 млн лет отмечается сходство лишь для пиков 475/475, 400/410, 375/375 и 90/90; остальные максимальные пики для коры и мантии не согласуются (например, отмечается самостоятельный пик для мантии с возрастaм 120 млн лет, рис. 5), что свидетельствует о признаках существования определенной автономии в развитии эндогенных процессов внутри оболочек для фанерозоя. В этой же

связи отметим, что наиболее выразительный «мегациклический» пик позднего архея отчетливо расщепляется на две датировки: для мантии - около 2710, для коры - 2680 млн лет (рис. 5), что также может рассматриваться как признак различия в интенсивности эндогенной активности между обеими оболочками.

Для решения второй задачи - оконтуривания длительности мегациклов в первом приближении представляется перспективным использование эпизодов резкого снижения или исчезновения эндогенной активности в коре и мантии. Подобные эпизоды разделяются ориентировочно на две группы (рис. 5). Одна из них отвечает приблизительно одновременному для обеих оболочек ослаблению эндогенной активности и выделена вертикальными стрелками на рис. 5, другая – преимущественно для коры или мантии. Формально, возрасты первой группы минимумов могут рассматриваться как естественные границы циклов мегациклическости. Подобная трактовка «границ» была предложена ранее [2]. Если использовать данные по первой группе, то намечается следующий ряд датировок (млн лет): ≈ 3900 , ≈ 3600 , 3380, 3140, 2260, 1360, 940-960, 880, 645, 210 и 60. Этот ряд может быть расширен или сокращен по усмотрению исследователя. При таком подходе принятые критерии снижения эндогенной активности полностью или частично исключают данные по второй группе, что приносит субъективность при выделении границ. Для выявления реальной картины изменений в интенсивности эндогенных событий в обеих оболочках воспользуемся изменением отношения пиков кора/мантия (CR/M) в интервале 0-4.0 млрд лет (рис. 6). Подобный прием позволяет исключить «кажущийся эффект» (рис. 5) одновременного влияния мегациклической активизации процессов в мантии на интенсивность эндогенных событий в коре. Поскольку исходное среднее соотношение датировок в коре и мантии равно $9808/4935 = 2.21$, оно может служить основой для сопоставления конкретных величин CR/M и их изменения в геологическом времени. Прежде всего, отметим, что максимальные значения CR/M соответствуют датировкам синхронных минимумов, выделенных на гистограмме пиков коры и мантии, а минимальные – «мегациклическим» максимумам (рис. 5). Вместе с тем, на рис. 6 фиксируется серия других пиков в обеих зонах экстремальных значений отношения CR/M, не учтенных при анализе данных (рис. 5). Нетрудно видеть, что так называемые «мегациклические» пики ничем серьезно не отличаются от серии других. Более того, среди «мегациклических» пиков встречаются разности с менее контрастными значениями отношения CR/M. Однако, важнее другое, интервалы одновременного снижения активности в обеих оболочках, свидетельствуют о преимущественном ослаблении мантийной эндогенной активности. Иначе говоря, на фоне исчезновения или резкого затухания мантийных процессов коровые продолжают. Напротив, участки с минимальными пиками CR/M, включая и уникальные «мегациклические», соответствуют резкому преобла-

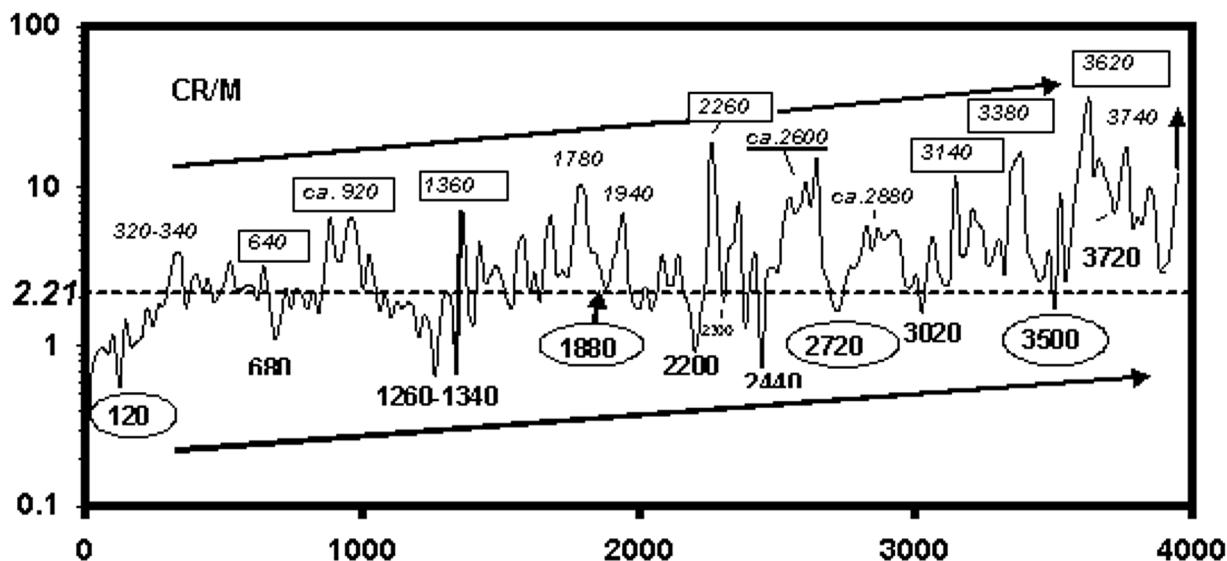


Рис. 6. Изменение отношения числа датировок между корой и верхней мантией (CR/M) в интервале 0-4000 млн лет.

Цифры в овалах соответствуют возрасту «мегациклических пиков», цифры в прямоугольниках - возрасту минимумов эндогенной активности в обеих оболочках (по рис. 5). Стрелками показана тенденция увеличения отношения CR/M от фанерозоя к глубокому докембрию. Шаг усреднения – 20 млн лет.

данию эндогенных процессов верхней мантии над коровыми.

Существование ряда экстремальных отклонений от среднего CR/M (рис. б) позволяет достаточно строго описать границы и число циклов, но при этом сами циклы приобретают иное содержание - указывают на относительную активизацию процессов в коре или мантии. Если использовать возрастной ряд максимальных отношений CR/M, что по смыслу соответствует оптимальному снижению активизации мантийных эндогенных событий и, следовательно, регистрации границ мантийных циклов, то полученные ряды интервалов (показаны в скобках) разделяются на три группы:

1) в фанерозойской группе по уточненным данным (рис. 7) для интервала 0-330 млн лет отмечается резкое преобладание датировок мантийного магматизма с величинами $CR/M < 2.21$, что затрудняет надежную оценку циклов, среди которых для самых молодых (кайназойских) намечается достаточно условно разделение на эпизоды 0-10 (10), 15-30 (15) и 35-40 (5) млн лет; более строго, по максимумам отношений CR/M выделяются эпизоды 40-60 (20), 60-100 (40), 100-145 (45), 145-210 (65), 210-265 (55), 265-330 (65), 330-415 (85), 415-515 (100) и 515-645 (130) млн лет, что отражает в целом направленное увеличение в длительности интервалов мантийных циклов в сторону докембрийских систем;

2) протерозойские циклы ограничены интервалами 640 – ≈ 920 (≈ 280), $\approx 920 - 1360$ (≈ 440), 1360-1780 (420), 1780-2260 (480) и 2260-2600 (340), которые в среднем определяют длительность циклов около 390 млн лет; эти

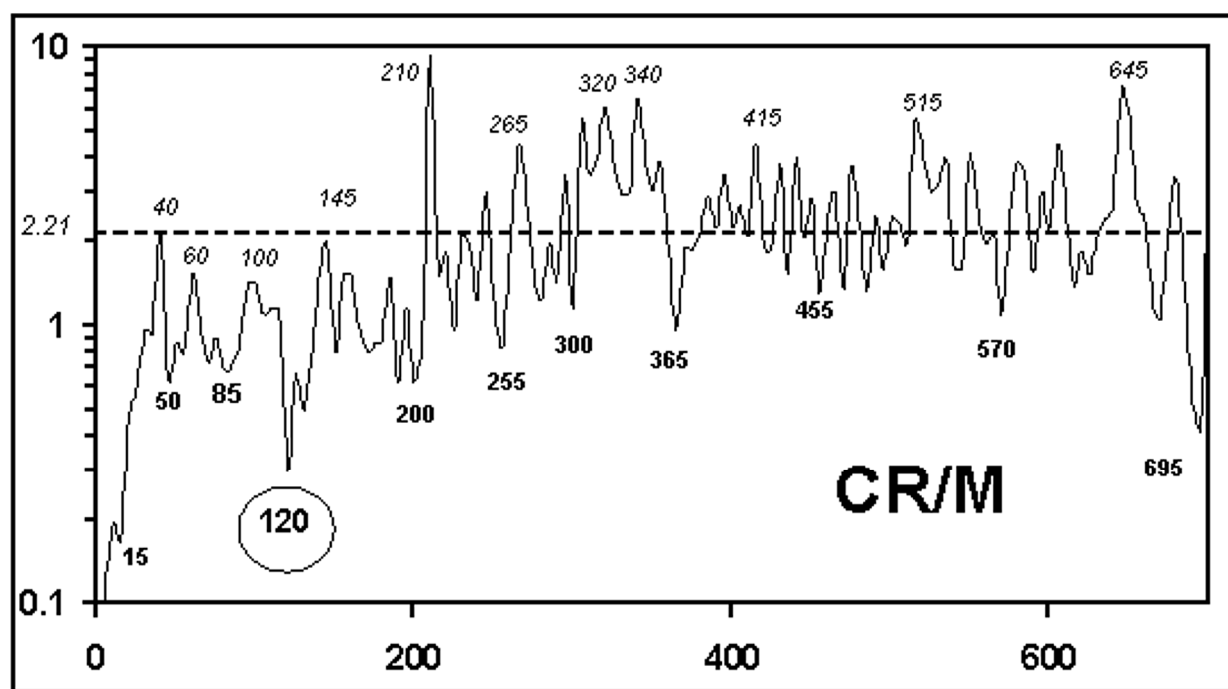


Рис.7. Детализация изменений отношения CR/M в фанерозое, шаг усреднения – 5 млн лет.

Датировка в овале соответствует мантийному пику, выделенному на рис.5.

циклы по длительности наиболее близки к «циклам Вильсона», уже давно выделяемым в геотектонических построениях;

3) для архейских циклов наблюдается последовательность 2600-2880 (280), 2880-3140 (260), 3140-3380 (240), 3380-3620 (240) и 3620 – ≈ 3920 (≈ 300), которая соответствует среднему среднему значению около 265 млн лет; ограниченность информации для раннего архея определяет условность оценки двух наиболее древних крупных циклов и экстраполяции в интервал 3900-4100 млн лет, для которого по данным для детритных цирконов возможно существование 100- или 200-млн циклов.

Таким образом, существует чередование в относительной активизации эндогенных процессов коры и верхней мантии и различие в длительности и положении мантийных циклов в геологической истории, что однозначно указывает на контрастность в динамике развития обеих верхних оболочек Земли. В первом приближении рассматриваемая цикличность может отражать «запаздывающую» и более замедленную (растянутую во времени) реакцию коры на процессы, инициированные в верхней мантии, которые сами имели разную длительность в разные геологические периоды. Здесь специально подчеркнем, что более дробное деление крупных мантийных циклов, напрашивающееся при анализе диаграммы рис. 6, в настоящем сообщении исключено и будет рассмотрено отдельно.

Заслуживает внимания также тенденция смещения всех отношений CR/M от фанерозоя к глубокому докембрию в сторону оптимального

преобладания коровой активизации (показано стрелками на рис. 6). Представляется вероятным, что это отражает зависимость от интенсивности процессов вторичной переработки коры и/или снижения степени сохранности (или денудации) первичных мантийных пород при переходе к более древним кратонным областям. Действительно, геологическими исследованиями уже давно установлен факт оптимального распространения гранитоидов и гнейсов по сравнению с другими типами пород в глубоком докембрии Карельского, Кольского, Украинского, Алданского, Канадского и других щитов.

Интенсивность щелочного магматизма

Мы уже отмечали, что наиболее перспективным приложением статистического обобщения геохронологических данных является анализ мантийной активизации в приложении к естественным сериям пород, выделяемых по геохимическим и петрологическим признакам. К ним принадлежат в частности породы повышенной щелочности, циклическое развитие которых в геологическом времени рассматривается ниже.

Среди разнообразных типов эндогенных процессов, определяющих темпы роста континентальной коры, особое место занимает щелочной магматизм, поскольку в его развитии наиболее четко отражается суммарный результат взаимодействия практически всех оболочек Земли. По современным представлениям генерация щелочных магм регулируется, прежде всего, энергетикой ядра и нижней мантии. Это воздействие должно изменяться в связи с общим охлаждением внутренних оболочек планеты, что в геологическом времени должно отражаться, во-первых, в направленной эволюции состава щелочных магм (пока еще детально не изучено) и, во-вторых, в изменении интенсивности их генерации. Как показала Л.Н. Когарко [16], отмечается резкое расширение генерации щелочных пород при переходе от позднего архея к фанерозою. Более того, выяснилось [37], что сама эволюция щелочного магматизма, связываемая преимущественно с активностью плюмов, имеет дискретный характер. Однако, намеченное ранжирование мантийных событий является очень приблизительным, не раскрывающим реальные масштабы и динамику проявления плюмовой активизации.

С другой стороны, щелочной магматизм представляет собой уникальный пример развития мантийного магматизма, в эволюции которого наиболее отчетливо проступает воздействие внешнего фактора, связанного с возникновением свободного кислорода в атмосфере и привнесом окисленного материала в ходе субдукции в верхнюю мантию. Как следствие, изменение фугитивности кислорода в мантии способствовало резкой интенсификации процессов первичного обогащения некогерентными элементами метасоматизированной мантии (возникновения обогащенных мантийных резервуаров) и генерируемых из нее щелочных магм [16, 37].

Казалось бы, что однозначное решение вопроса о причинах исходного накопления некогерентных и летучих элементов в мантии найдено. Но среди многих сотен известных массивов субщелочных и щелочных пород отмечаются лишь единичные случаи «ураганного» обогащения этими элементами вплоть до рудных содержаний. Следовательно необходимо привлечение дополнительной аргументации.

Для вероятностного статистического анализа развития щелочного магматизма в геологическом времени все типы щелочных пород можно представить рядами природных ассоциаций возрастающей щелочности согласно петрохимической и петрологической классификации [38, 39]. Среди них: сиенограниты, монцограниты, кварцевые сиениты и монцониты и их вулканогенные аналоги – кварцевые трахиты и латиты образуют наиболее примитивную субщелочную группу («граносиенитовую» - 411 датировок банка данных), которая нередко представлена в коре самостоятельными массивами. Сиениты, монцониты, а также фойдсодержащие их аналоги и вулканиды, встречающиеся как дифференциаты в габбро-диоритовых массивах и как самостоятельные интрузии и вулканические образования (234 датировки), отнесены ко второй субщелочной («сиенитовой») группе. Фойд-сиениты, фойд-монцониты, фойдолиты с их вулканогенными аналогами, а также меланократовые интрузивные и эффузивные их разности, лампрофиры и карбонатиты объединены в группу Na-щелочных («фойдолитовых») пород (679 датировок). Самостоятельная группа щелочных пород («щелочногранитная») представлена щелочными гранитами и граносиенитами и вулканогенными аналогами (комендитами, пантеллеритами), которые встречаются как самостоятельные массивы, часто по петрохимическим и геохимическим признакам тождественные с А-типом гранитоидов, как дифференциаты габбро-анотозитовых магм, фойдолитовых интрузий центрального типа или щелочных базальтов океанических островов (94 датировки). Кимберлиты, лампроиты вместе с лейцитовыми вулканидами объединены в группу «высоко-калиевых пород» (182 датировки).

В геологическом плане щелочной магматизм типичен для горячих точек океанических областей, где он встречается на островах и подводных горах, а в пределах континентов приурочен к участкам глубинных разломов в коллизионных зонах, к сочленению древних разновозрастных блоков и к континентальным рифтам или к обширным платобазальтовым покровным сериям или островодужным сериям, где в большинстве случаев он замыкает развитие предшествующего базальтового магматизма. В целом щелочной магматизм является продуктом разноглубинной генерации мантии, от астеносферных зон до границы нижней мантии с ядром. Однако признаки генерации из средней или нижней мантии весьма эпизодичны и фиксируются по сочетанию изотопно-геохимических аномалий (высоким отношениям $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$; повышенным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и пониженным для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в сравнении с океаническими базальтами),

предположительно свойственных нижней мантии или внешнему ядру [18, 21, 24, 25 и др.], или присутствию в кимберлитах древних фенокристов, которые сохраняют реликтовые структурные признаки, указывающие на генерацию пород в средней или нижней мантии [26, 27 и др.], а также по томографическим признакам обнаружения зон пониженных скоростей поперечных сейсмических волн на глубинах около 500 км в мантии под поверхностными участками проявления горячих точек или по геологическими признаками существования вытянутых цепочек или хребтов подобного типа магматизма [40].

Для суммарного распределения субщелочных и щелочных (кратко-SALK) пород (1600 датировок) в геологическом времени характерен ряд особенностей (рис. 8). Во-первых, отмечается четкая цикличность, границы которой регистрируются по эпизодам минимальной мантийной активизации. Возрасты этих эпизодов совпадают с границами мантийных циклов, найденными по суммарной информации для эндогенных событий в коре и верхней мантии (рис. 6). Это означает, что рассматриваемый SALK магматизм является постоянным компонентом циклической активизации верхней мантии по крайней мере в интервале 0 – 3.5 млрд. лет. Поскольку именно щелочной магматизм рассматривается по генезису в петрологическом плане как наиболее глубинный мантийный, можно более уверенно утверждать, что динамика его развития отражает пульсационный привнос энергии и вещества с разных уровней мантии.

Поскольку суммарная статистика по рассматриваемым сериям пород позволяет обозначить ряд максимальных («мегациклических») пиков (2660, 1860, 1160, а для фанерозоя более детально – 520, 360, 280, 120, 80 и 0-10 млн. лет), пожалуй впервые открывается возможность для оценки природы подобных пиков, если использовать отдельно данные по типам субщелочных и щелочных природных ассоциаций (рис. 9).

Прежде всего отметим, что, за исключением «граносиенитовой» субщелочной, для всех остальных серий характерно наращивание интенсивности от архея к фанерозою при отчетливой цикличности во всех сериях, которая уже была описана (рис.8). Это заключение совпадает с выводами в работах [16, 37]. Следует лишь добавить, что отмеченное изменение в интенсивности развития щелочного магматизма скорее всего связано с увеличением мощности литосферы в ходе охлаждения планеты и, как следствие, смещения генерации мантийных магм на большие глубины в верхней мантии и появления плюмовых очагов в средней и нижней мантии. Подобная тенденция, например, прослеживается для самых глубинных по источнику кимберлитовых алмазоносных расплавов, обычно захватывающих разнообразные ксенолиты мантийных перидотитов и ксенокристаллы отдельных минералов. Как оказалось [41], наибольшие значения P-T параметров для перидотитовых ксенолитов из трубки Премьер (Ю. Африка) с возрастом 1202 ± 72 млн лет [42] соответствуют 58 кбар (около 185 км), для

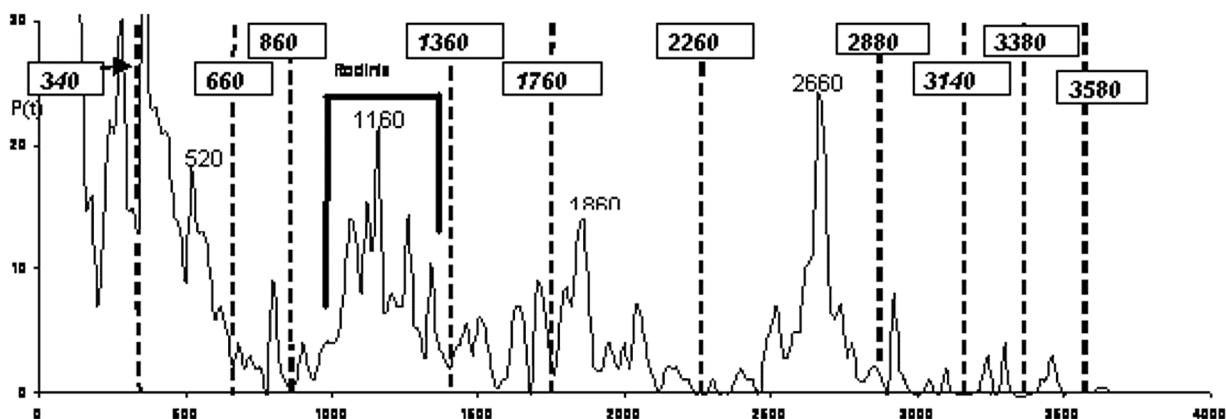


Рис.8. Циклы суммарной активизации субщелочного и щелочного магматизма, границы которых выявлены по резкому снижению развития магматизма.

Систематика данных выполнена с использованием метода вероятностной статистики, в котором величина $P_t \approx N$ – числу датировок (шаг усреднения - 20 млн лет). Минимумы мантийной активизации по показаны пунктиром с возрастом в прямоугольниках (рис. 6). Родиния- интервал щелочного цикла, тождественный длительности существования этого суперконтинента.

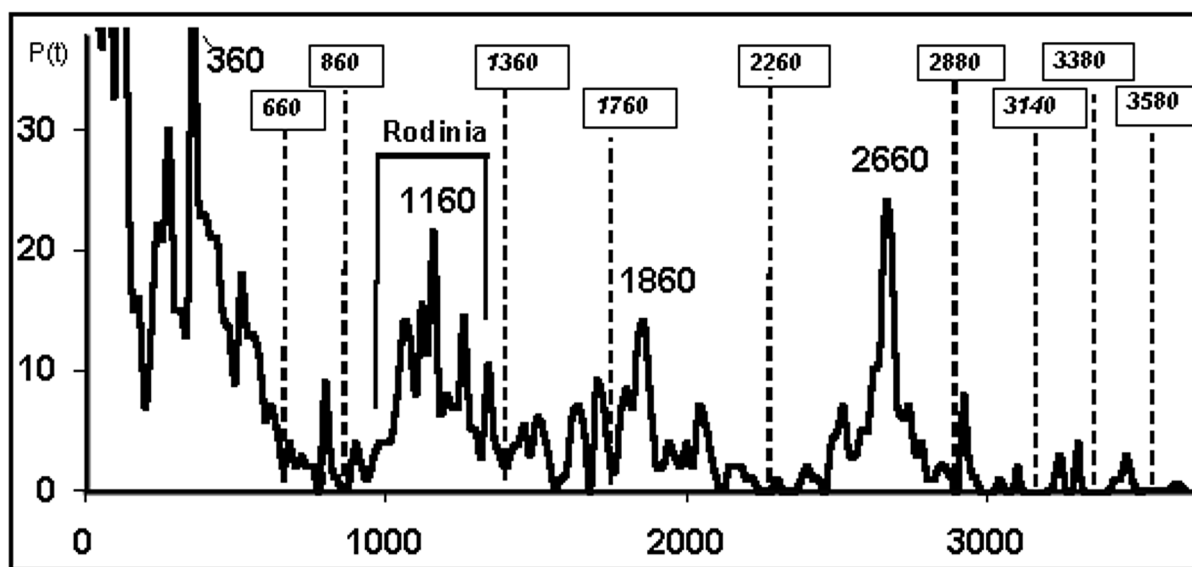


Рис. 9. Детализация развития субщелочного и щелочного магматизма по типам природных серий.

В прямоугольниках выделены согласующиеся возрасты максимальных плюмовых пиков в развитии каждой серии. Шаг усреднения – 20 млн. лет.

трубки Удачная (Якутия) с возрастом 360 ± 10 млн лет [43] – 80 кбар (около 250 км), а для ксенокристалла бадделеита из кимберлита Мбуйи-Мауи Ю. Африки (70 млн лет) [26, 27] приводятся доказательства нижнемантийного генезиса. Вторым фактором следует рассматривать последовательный привнос окисленных продуктов коры вместе с летучими компонентами в мантию при многочисленных эпизодах субдукции, продолжавшихся в

позднем архее, протерозое и фанерозое. Этим в итоге определяется существенное расширение сети обогащенных некогерентными элементами зон мантии и в целом усиление геохимической гетерогенности самой мантии, что и реализуется в возрастании частоты генерации щелочных магм в сторону фанерозоя [16].

Время первичного появления пород той или иной SALK серии различно (рис. 9). Наиболее древние породы представлены редкими находками примитивных субщелочных разновидностей (кварцевых монцонитов и монцогранитов), которые встречаются в Западной Австралии (блок Пилбара, 3200-3630 млн. лет) [44]. Там же отмечено первое появление щелочных гранитов (3466 ± 2 млн лет), которые эпизодически датируются и в позднего архее (2946 ± 6 и 2762 ± 4 млн лет). Однако, среди этих пород отмечаются разности, несущие признаки поздних изменений [44], что затрудняет точную диагностику древнейших «щелочных» гранитов. Начало формирования всех остальных серий приурочено к позднему архею. Вторая субщелочная группа в этом случае представлена наиболее древними разновидностями – сиенитами Барбертона (3105 ± 10 млн. лет) [45] и трахитовыми туфами (3048 ± 19) в блоке Пилбара [44]. Na- и K-щелочные серии впервые фиксируются около 2700 млн лет. Для ультракалиевых пород (пироксенитов, сиенитов и шошонитов) массива Укдуска (Алданский щит) совсем недавно получен возраст, близкий к этому же рубежу (2719 ± 14 млн. лет) [46]. Кимберлиты и лампроиты формировались значительно позже: древнейшие кимберлиты (≈ 2200 млн. лет) и лампроиты (1815 ± 14 млн. лет) датированы в Австралии [47, 48].

Совместный обзор данных для всех серий показывает, что к интервалу 2680-2660 млн. лет приурочен первый мощный («мегациклический») пик магматизма, на что уже обращалось внимание [49]. Этот пик представлен многочисленными штоками и интрузиями монцодиоритов, монцонитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов, лампрофировыми дайками, трахитовыми и лейцитовыми вулканитами. В подавляющем большинстве эти породы развиты в южной части Канадского щита (Онтарио-Квебек), в юго-восточной Гренландии и Западной Австралии [50-52, 44 и др.]. На территории Балтийского щита в пределах центральной и восточной частей Кольского полуострова аналогичные SALK- массивы, как оказалось, имеют возраст, близкий или тождественный с канадскими и гренландскими породами: для кварцевых монцодиоритов района Пятньярв – от 2715 ± 8 до 2650 ± 15 млн. лет [53], для серии монцонитов-латитов района реки Марийок - 2657 ± 8.4 млн. лет [53], для монцонитов Цагинского анортозитового массива - 2662 ± 10 млн лет [54], для щелочных сиенитов массива Сахарийок - 2682 ± 10 [55], для лампрофиров Поросозерского массива - 2680 ± 10 [56]. Но наиболее сенсационный результат был получен для громадной провинции щелочных гранитов и граносиенитов Кейвской структуры Центрально-Кольского блока, которые формировались в интервале от 2674 ± 6 до 2654 ± 5 млн лет [55] и

охватывают площадь около 2500 км² (при средней мощности пластов в 500-700 м), что примерно соответствует объему, близкому к суммарной массе пород SALK серий аналогичного возраста в других регионах. Этого одного достаточно, чтобы говорить о «мегациклической» представительности пика SALK пород (рис. 9). При этом для Канадского щита появление субщелочных и щелочных массивов и вулканитов (из них датировано более 27), преимущественно приуроченных к обширной пограничной зоне Онтарио-Квебек, привязывается к периоду коллизии (2690-2660 млн. лет), замыкающей развитие серии зеленокаменных поясов, которые главным образом датированы в интервале 2740-2710 млн. лет на юго-западе субпровинции Абитиби [50]. Таким образом, для щелочных пород этого региона фиксируется значительный по времени сдвиг в сторону омоложения, что позволяет привязать появление SALK пород к активизации подстилающей астеносферы в зоне коллизии Абитиби [57]. В Юго-Восточной Гренландии выделяется большая щелочная провинция Скиолдунген, в которой датированы сиениты, карбонатиты, монцониты и фойдолиты в узком интервале 2698-2664 млн лет, что позволяет рассматривать их также как производные единого плюмового магматизма. Какова же ситуация с Кольскими щелочными гранитами? Во-первых, в гранитах присутствуют ксенолиты габбро и габброноритов (район массива Поной), которые по возрасту близки к щелочным гранитам - 2740±59 млн. лет [58]. Сопоставление Sm-Nd изотопных данных по этим ксенолитам и наименее измененным разностям щелочных гранитов [58, 59] показало вполне удовлетворительное сходство изотопных параметров (рис. 10), которое соответствует возрасту 2743±57 млн. лет, что в пределах точности Sm-Nd датировки близко к наиболее точным U-Pb данным о времени образования щелочных гранитов (2674 – 2654 млн. лет).

Обращает на себя внимание факт положительного начального отношения $\epsilon Nd(T) = +1.7 \pm 0.7$, свидетельствующего о деплетированном мантийном источнике для ксенолитов габбро и щелочных гранитов. Сами ксенолиты характеризуются повышенным отношением $La_n / Yb_n = 2.8-3.5$ и повышенным содержанием Ti, Ni, V, Cr и Co [58], что указывает на вероятность принадлежности их к субщелочным разностям мантийных магм континентального типа. Итак, хотя бы в предварительном варианте можно утверждать, что исходный источник для щелочных гранитов должен быть связан с субщелочной базальтовой магмой. Поскольку сами граниты, судя по составу редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 11), представляют собой продукт глубокой дифференциации (имеют резкий дефицит европия - $Eu/Eu^* = 0.2$ и $La_n / Yb_n = 8.21-5.45$), то с ними должны быть связаны продукты ранней дифференциации субщелочного расплава, в которых ранний плагиоклаз избирательно захватывал европий. Таким образом, необходимо искать на территории Кейвского региона и в соседних областях присутствие подобных пород. Учитывая громадный объем щелочных гранитов, можно

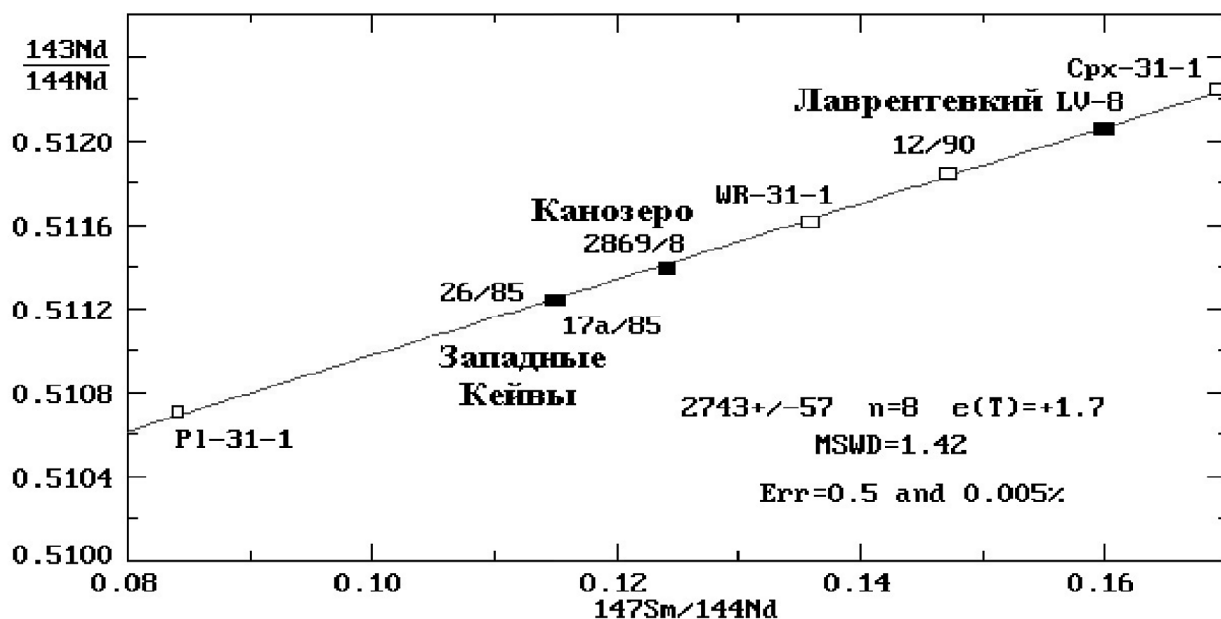


Рис.10. Совпадение Sm-Nd изотопных параметров щелочных гранитов (черные квадраты) и ксенолитов габбро и габброноритов (белые квадраты), обнаруженных в щелочных гранитах [58, 59].

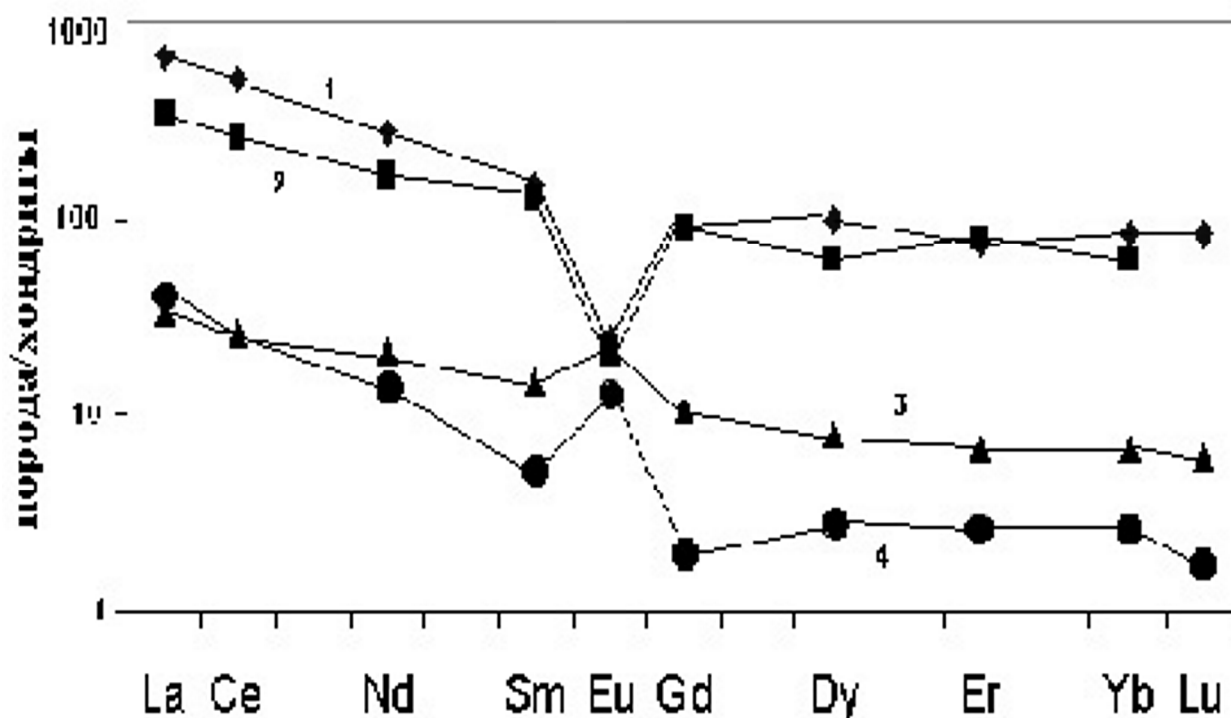


Рис.11. Комплементарность состава редкоземельных элементов щелочных гранитов Понойского массива (1- по [58]) и массива Западных Кейв (2 - по [60]) с габбро-анортозитами массива Цага (3, 4 - [59]).

предполагать, что подобные ранние дифференциаты также должны быть представлены большими массивами. В этой связи следует напомнить, что в щелочных гранитах обнаружены крупные и мелкие ксенолиты габбро-анортозитов, которые представляют собой реликты мощных массивов [61], пространственно совмещенных с щелочными гранитами и сингенетичных им по времени образования (2678-2659 млн лет) [54, 55 и др.]. В составе РЗЭ габбро-анортозитов (рис. 11) четко проявлен относительный избыток европия, комплементарный дефициту этого элемента в РЗЭ щелочных гранитов. К этому следует добавить, что сами позднеархейские габбро-анортозитовые массивы Кейвского региона имеют петрографические и петрохимические признаки глубокой дифференциации (в частности, высокое значение параметра «b» - до 75-80 на векторных диаграммах А.Н. Заварицкого [62] по сравнению с их протерозойскими аналогами, для которых «b» не превышает 42-48) [63]. По тем же диаграммам в архейских массивах фиксируется повышенное содержание щелочных алюмосиликатов. Кроме того, в этих же массивах отмечается магматическое титаномагнетитовое орудинение в сочетании с сульфидами, которое по масштабам существенно превышает подобную минерализацию протерозойских аналогов. В итоге, для архейских массивов характерна более высоко-Ti – Na природа исходных магм по сравнению с протерозойскими аналогами (содержание в %: Ti = 1.09-0.87 и 0.3-0.25; Na = 2.52-2.37 и 2.31-2.07, соответственно) [63].

Таким образом, совокупность различных данных для громадной провинции щелочных гранитов, сопутствующих SALK серий, габбро и габбро-анортозитовых интрузий позволяет говорить о вероятности существования на архейской территории Кольского полуострова очень интенсивного мантийного очага базитового магматизма и его глубокой дифференциации на уровне верхней-нижней коры (на глубинах ранней кристаллизации плагиоклазовых кумулятов), что отвечает обширному и интенсивному разогреву верхней мантии. Подобное явление наиболее вероятно связать с позднеархейским мантийным суперплюмом, под влиянием которого произошли разогрев и плавление деплетированной зоны верхней мантии.

Следует подчеркнуть также, что согласно прогнозной модели глубинного строения Кейвского террейна [64] по геофизическим и геологическим данным для этой территории вырисовывается куполообразная верхнекоровая структура с падением границ Кейвского террейна на северо-востоке под Мурманский блок, а на юге и юго-западе под Имандра-Варзугский блок. При этом, в нижней коре устанавливается развитие мощного переходного слоя на границе с мантией, залегающей, ориентировочно, на глубинах 38-40 км. Мощность переходного слоя достигает, по оценкам, 10-12 км, что составляет более четверти суммарной мощности коры Кейвского региона. В целом, такое специфическое строение

земной коры региона позволило предполагать развитие мантийного плюма под центром современного Кейвского террейна на рубеже позднего архея [64].

Итак, данные для SALK серий всех регионов представляются достаточно достоверными для обоснования появления первого щелочного «мегациклического» пика. Геохронологической особенностью этого пика является факт смещения максимума SALK магматизма к интервалу 2660-2680 млн. лет, который отчетливо моложе сравнительно со средним его значением 2700-2720 млн. лет, полученным по сумме данных для верхней мантии (рис. 6) Второй «мегациклический» пик около 1860-1840 млн лет (рис. 8, 9) отражает смещение примерно на 20-40 млн. лет относительно «мегациклического» мантийного пика 1880 млн. лет (рис. 6) . Третий пик (неопротерозойские SALK серии) отвечает щелочной активизации в гренвильских орогенах в интервале 1260-1060 млн лет. Максимум щелочной активизации (1160-1120 млн лет, рис. 8, 9) здесь также смещен в сторону омоложения. Из поздних щелочных плюмов следует подчеркнуть появление обширной палеозойской щелочной активизации на Балтийском щите, охватывающей интервал развития от 410 до 360 млн. лет [20] с максимумом около 365-375 млн. лет, который смещен относительно более древнего генерального мантийного пика (около 415 млн. лет (рис.6) на 35-45 млн. лет. Таким образом, во всех случаях появления продуктов суперплюмового SALK магматизма в коре наблюдаются отчетливое их геохронологическое «омоложение» внутри мантийных циклов, отражающих совокупность мантийной эндогенной активизации. Следовательно, SALK магматизм представляет собой лишь часть полных циклов верхней мантии, а остальные составляющие мантийной активизации предстоит еще исследовать. Специально не останавливаясь на самых молодых мезо-кайнозойских плюмовых пиках, отметим, что в сравнительно небольшом интервале времени она резко нарастает параллельно с другими типами плюмового магматизма.

Заканчивая обзор геохронологии по SALK сериям, отметим перспективность использования этой информации применительно к поверхностной тектонике плит, регулирующей процессы скупивания и распада суперконтинентов, о чем упоминалось во введении. Так, длительность существования суперконтинента Родиния по совокупности геотектонических, геохронологических и палеомагнитных построений определяется интервалом 0.9-1.35 млрд. лет [65], который строго совпадает с одним из циклов среднепротерозойской активизации SALK магматизма (рис. 8).

Проблема генезиса щелочных супергигантских месторождений

До сих пор остается открытым вопрос о причинах появления гигантских массивов щелочных пород, экстремально обогащенных некогерентными и

летучими элементами (Nb, Ta, Ti, Zr, REE, Sr, P, F, Cl и др.), хотя принципы формирования мантийных зон с повышенной концентрацией этих элементов в результате мантийного метасоматоза в условиях повышенной фугитивности кислорода, являющихся потенциальными источниками для генерации щелочных пород, экспериментально и по реальным наблюдениям уже достаточно четко разработаны [16, 17 и др.]. Тем не менее среди многих сотен датированных щелочных пород лишь единичные массивы характеризуются уникальной «рудноносностью» в отношении группы некогерентных элементов. Очевидно, что данных по петрологии щелочных пород недостаточно для расшифровки этого феномена. В частности, вряд ли лишь низкими значениями коэффициентов распределения некогерентных элементов в пороодообразующих минералах и низкими степенями плавления при однократной генерации щелочных магм можно обеспечить обогащение этими элементами до уровня «рудных» концентраций. Необходим поиск дополнительных критериев. Одним из них вероятно может быть региональная особенность неоднократного проявления SALK серий в том или ином регионе.

Если сопоставить известные данные по позднеархейскому проявлению SALK серий в Канаде, Южной Гренландии и на Балтийском щите (2680-2660 млн лет), то для единого Лаврентий-Балтийского кратона того времени прослеживается прерывистая полоса юго-западного - северо-восточного румба единовременной обширной мантийной щелочной активизации, которую трудно интерпретировать иначе как отражение плюмового или суперплюмового магматизма.

Второй пик щелочного магматизма в тех же регионах фиксируется для интервала 1880-1820 млн. лет. На Канадском щите SALK серии этого возраста развиты преимущественно в Северо-Западных Территориях, хотя в целом разбросаны от острова Баффинова Земля на севере до Манитобы и Саскачевана на юге, в пределах Балтийского щита отмечаются в Финляндии, Швеции, Карелии и на Кольском полуострове (массивы Соустов и Гремяха-Вырмес [66]). В Западной Гренландии SALK серии этого возраста не отмечаются, но развиты многочисленные базальтовые дайки в интервале 1980-1750 млн лет.

Третий пик (неопротерозойские SALK серии) отвечает щелочной активизации в гренвильских орогенах внутри суперконтинента Родиния (в интервале 1260-1080 млн лет). При этом на Канадском щите субщелочные серии приурочены к зоне Гренвильского Фронта (Онтарио, Квебек, восточная часть Лабрадора) и пространственно существенно смещены относительно позднеархейского пика магматизма. В южной и юго-западной Гренландии щелочные и сиенитовые комплексы (Илмауссак, Игалико, Нунарссуйт, Тугтуток и др.), включая калиевые щелочные массивы (Нарссак и др.) и лампрофировые дайки отмечаются практически в зоне развития позднеархейского магматизма. В пределах Балтийского щита SALK серии

описаны в Норвегии и Швеции, а на территории Кольского полуострова отсутствуют. Однако мощная серия щелочных комплексов в третий раз также появляется, но значительно позже - в палеозое, что отвечает мегациклическому пику в фойдолитовой серии около 360 млн лет и в интервале 360-420 млн лет для других серий (рис. 9).

Итак, в трех рассматриваемых регионах в разной возрастной последовательности отмечается неоднократное возобновление SALK активизации, причем для Южной Гренландии и Балтийского щита циклы щелочного магматизма привязаны к единому пространству, а для Канадского щита заметно разбросаны по обширной территории.

Можно предполагать поэтому, что территориальное совпадение разновозрастного щелочного магматизма в двух первых районах отражает не только взаимосвязь плюмовой щелочной активности со структурными и тектоническими особенностями строения коры и мантии, но, главное, обеспечивает унаследование самыми молодыми зонами щелочной активизации тех геохимических изменений в составе мантийных источников, которые они последовательно накапливали на более ранних этапах архейской и ранней протерозойской проработки при мантийном метасоматозе. Эти соображения по существу приводят к необходимости допустить, что метасоматизированные зоны в верхней мантии могут длительно существовать и являться неоднократным источником щелочного магматизма. К этому следует добавить, что подобные зоны верхней мантии должны являться благоприятными «ловушками» для поглощения новых порций перегретого (и в первую очередь флюидного) глубинного материала, поступающего из средней и нижней мантии. В итоге, при повторном проявлении плюмовой активизации в таких зонах следует ожидать дополнительного привноса летучих и некогерентных элементов, что на поверхности реализуется в формировании существенно обогащенных этими элементами щелочных массивов на заключительных этапах щелочной активизации в каждом регионе.

Реальность такого предположения можно продемонстрировать на примерах Гренландии и Кольского полуострова, где, как указывалось выше, отмечалось двух-трехкратное появление SALK активизации. Так, среди неопротерозойских щелочных и субщелочных комплексов юго-западной Гренландии Илимауссакский расслоенный агпаитовый щелочной массив (1180 ± 9 млн лет [67]) выделяется в геохимическом плане резко повышенной концентрацией летучих (F, Cl, S) и редких (Li, Be, Rb, REE, Zr, Nb и др.) элементов [68], которая сопоставима лишь с палеозойскими (371-361 млн лет) расслоенными щелочными Хибинским и Ловозерским массивами [68-71 и др.] центральной части Кольского полуострова. Эти массивы приурочены к районам, в которых ранее были интенсивно развиты SALK серии различного состава, но со значительно более низким содержанием редких и рассеянных элементов, которые сопоставимы с «обычными» SALK сериями Канады и

других регионов.

Предложенный анализ роли «унаследования» геохимической специализации древних мантийных источников поздним SALK магматизмом следует рассматривать как попытку привлечь внимание к важности предполагаемой неоднородности состава верхней мантии для расшифровки генезиса не только щелочных пород, но и других плюмовых вариантов магматизма и к необходимости постановки специальных более детальных исследований в этом плане.

Природа источников щелочного магматизма

Поскольку формирование субщелочного и щелочного магматизма приурочено к широкому диапазону глубин в коре и мантии, естественно ожидать, что исходные мантийные очаги должны отражать достаточно большой диапазон вариаций изотопных и геохимических параметров даже для однотипным магм, а также нести признаки взаимодействия с вмещающим коровым субстратом. В первом приближении о характере мантийных источников можно судить по сопоставлению изотопно-геохимических параметров рассматриваемых SALK серий со средними мантийными (UR) значениями отношений $I-Sr = (^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ при среднем для мантии $Rb/Sr = 0.30$ (0.031-0.0294) [72,73] и $I-Sr(0) = 0.70475$ (0.7045-0.7050) [74, 75], а также средними для мантии (CHUR) величинами $\epsilon Nd(t)$ при $Sm/Nd = 0.3245$ [74, 76] и $\epsilon Nd(0)$ для деплетированной мантии равным 12 (10-14) [77, 78].

Данные по величинам начального отношения изотопов стронция (I-Sr) рассматриваемых SALK серий (рис. 12) разделяются линией среднего мантийного отношения (UR) на три области: 1) с изотопными параметрами, которые в пределах точности определения I-Sr равны или близки к UR, 2) с более низким, чем в UR (область деплетированных источников) и 3) с более высоким, чем в UR (область обогащенных мантийных и коровых источников). Нетрудно видеть, что две первые группы значений I-Sr четко регистрируют мантийную природу значительной массы пород из SALK серий, которые прослеживаются от фанерозоя до разных возрастных интервалов архея (исключая лишь К-щелочные разности, информация для которых ограничена интервалом 1700-0 млн лет). То же можно сказать и про систематику величин $\epsilon Nd(t)$, в которой значения $\epsilon Nd(t) \geq 0$ отвечают мантийному среднему (CHUR) и деплетированным мантийным источникам (рис. 13).

Сам факт приуроченности «сиенитовой» и «фоидолитовой» групп к деплетированным по источнику зонам верхней мантии давно известен [79 и др.]. Новым является обнаружение аналогичных мантийных источников для самой примитивной субщелочной группы и щелочных гранитов в среднем архее. Намечающийся по I-Sr данным интервал около 1800-1900 млн. лет,

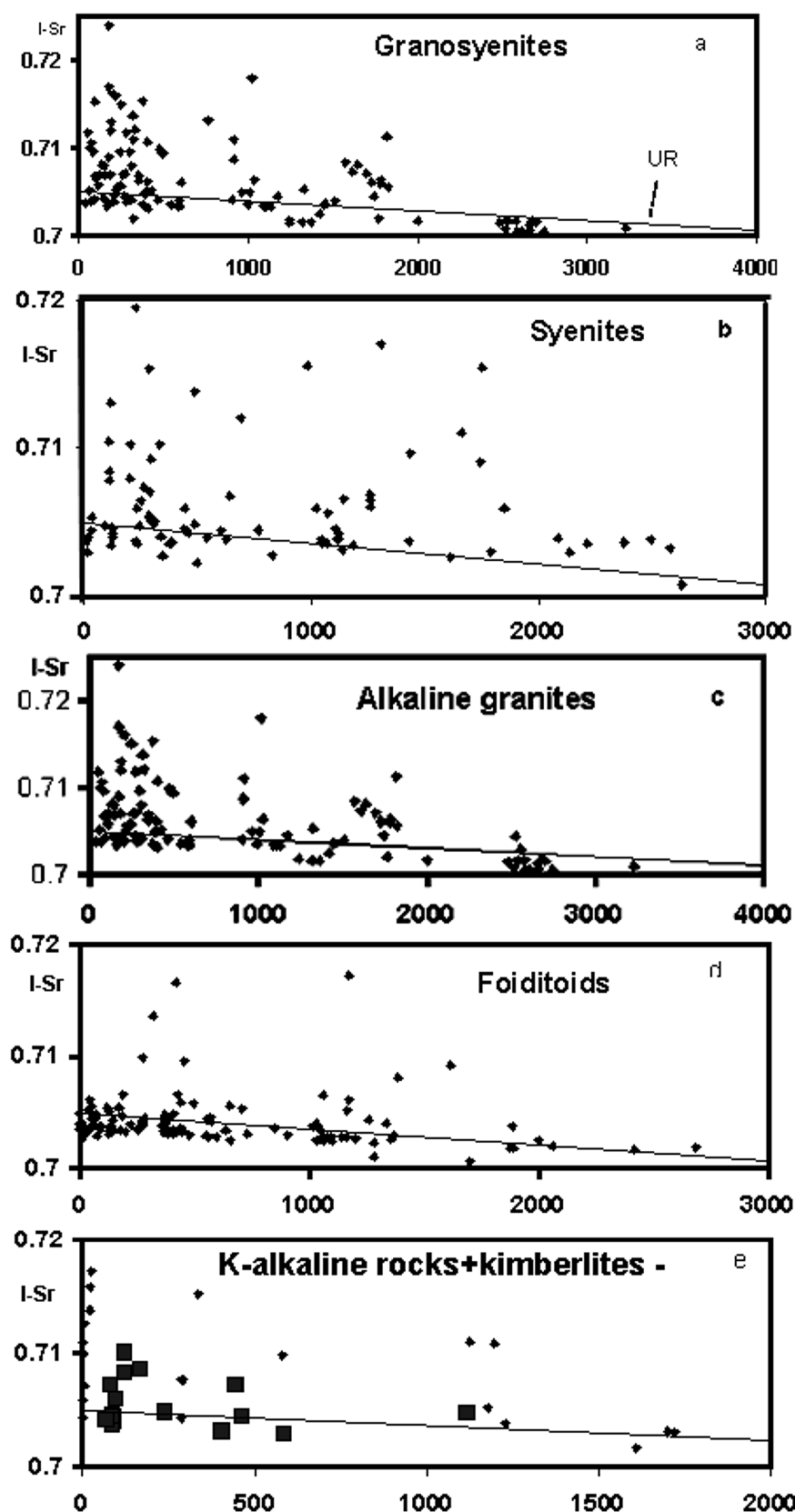


Рис.12. Изменение начального отношения изотопов стронция в субщелочных и щелочных сериях пород относительно среднего мантийного уровня (линия UR).

Вертикальным пунктиром показан возраст, моложе которого появляются многочисленные датировки с типичными коровыми Sr изотопными характеристиками.

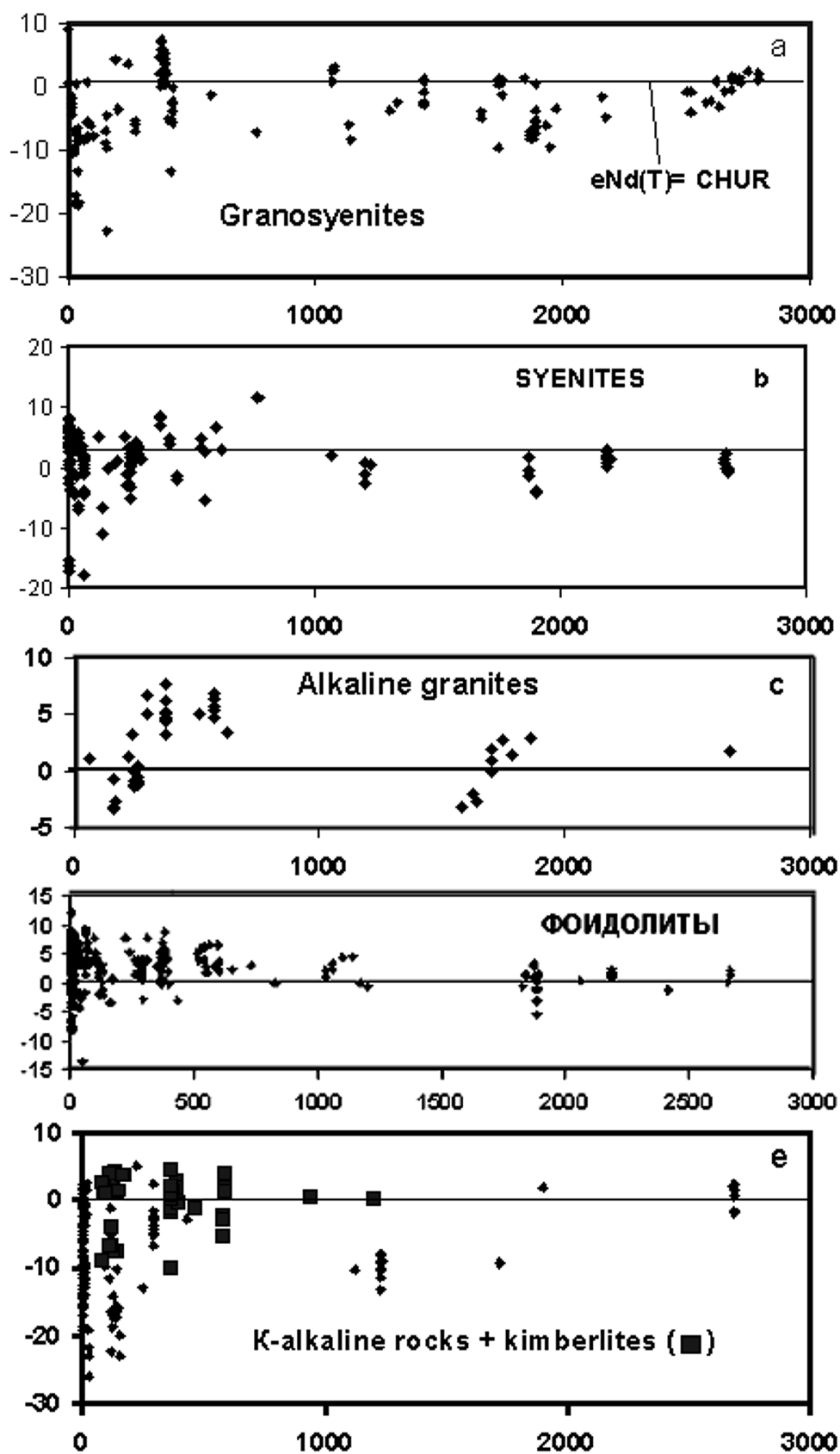


Рис.13. Вариации величин $\epsilon Nd(T)$ для субщелочных и щелочных серий относительно среднего мантийного уровня (хондритового состава РЗЭ).

Большие квадраты – данные для кимберлитов.

начиная с которого резко возрастает распространенность пород с коровыми изотопными параметрами в SALK сериях, скорее всего отражает дефицит информации, так как по данным для величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ в SALK сериях коровые неодимовые параметры прослеживаются и в раннем протерозое (рис. 13). Сам факт возрастания корового воздействия в сторону фанерозоя, судя по сумме сведений для обеих изотопных систем, не вызывает сомнения. Это подчеркивается и отрывочными данными для наиболее глубинных по генезису пород – кимберлитов, для которых наряду с мантийными изотопными «метками» протерозоя к концу фанерозоя фиксируются случаи корового воздействия.

Общая для всех SALK серий тенденция расширения распространенности пород с «коровыми» стронциевыми и неодимовыми изотопными параметрами при переходе к неопротерозою-фанерозою скорее всего обязано воздействию ряда разных факторов: 1) отражает увеличение гетерогенности внутри верхней мантии за счет привноса коровых компонентов процессами субдукции [80 и др.], 2) является следствием возрастания неоднородности состава нижней коры за счет участия в плавлении метаморфизованных фрагментов более древнего возраста (выплавление части субщелочных магм) и 3) региональной контаминации мантийных магм вмещающим коровым субстратом (фенитизация и другие процессы). Во всех случаях подразумеваются не только вариации в составе источников, но и активная флюидная проработка в ходе мантийного и корового метасоматоза, что подтверждается модельными оценками изотопов стронция [66, 79 и др.] и многочисленными данными по изменениям соотношений стабильных изотопов. Факт расширения подобного воздействия на генерируемые субщелочные и щелочные комплексы сочетается с активизацией контрастных тектонических процессов – с большей частотой проявления тектоники плюмов и субдукции в сторону фанерозоя и, как следствие, с глобальным расширением активизации мантийного метасоматоза и частоты генерации интрузивных и вулканогенных фаций субщелочных и щелочных пород [16].

Обсуждение результатов и выводы

Обзор геохронологической информации по развитию корообразования показал, что избирательное использование какого-то одного геохронологического метода даже для формального описания последовательности наращивания коры в геологическом времени вряд ли приемлемо из-за контрастности информационных возможностей U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar изотопных систем и массы данных, полученных этими методами для различных типов пород в отдельных геологических интервалах. Именно поэтому для раскрытия явления неравномерности роста коры необходимо суммирование всей геохронологической информации. Однако подобное объединение должно сопровождаться отдельным

анализом информации для обеих верхних оболочек Земли, поскольку кора и верхняя мантия представляют собой самостоятельные, хотя и взаимосвязанные системы с различным набором пород и типами эндогенных процессов.

Как было показано, это различие отражается в более интенсивном развитии мантийных процессов в периоды одновременной активизации эндогенных событий в обеих оболочках и более резком сокращении мантийной активности в эпохи затухания эндогенных процессов в этих оболочках. Подобное различие в динамике активизации не отрицает явления «мегацикличности» корообразования, приближенно описываемого суммой информации по обоим оболочкам, но позволяет более надежно обрисовать и раскрыть смысл цикличности эндогенных процессов, отражающий замедленную реакцию коры на стадийность процессов, протекавших в мантии. В результате удалось установить довольно сложный характер динамики мантийных процессов с переменной длительностью циклов, которая по нашему мнению в крупном масштабе отражает существование трех важных интервалов в развитии корообразования, включающих 1) ранний и средний архей со своей стадийностью около 200-250 млн лет, 2) поздний архей-протерозой с наиболее выраженной крупной (около 400 млн лет) цикличностью и 3) фанерозой с резко переменной стадийностью от 5-10 до 100-130 млн лет. Однако этот лишь констатация и причины подобной неравномерности предстоит выяснять. В этой связи отметим, что при анализе регулярности кинематических инверсий в подвижных поясах в ходе их тектонической эволюции Ю.А. Морозов [81] пришел к выводу о необходимости выделять возрастающую от фанерозоя к протерозою и архею длительность кинематических стадий от 25-30 до 100 млн лет, что в принципе согласуется с геохронологической систематикой эндогенных событий в мантии для фанерозоя. Детальный анализ 100-млн или какой-либо иной более дробной цикличности или периодичности, которые в явной форме просматриваются внутри крупных циклов мантийного магматизма и эндогенных событий в коре докембрия, является предметом отдельных исследований и в настоящей работе не приводится. Заметим, что геодинамический смысл разноскоростных явлений в обеих оболочках и причины возникновения мантийных циклов различной длительности предстоит также еще расшифровать, хотя в предварительном варианте изменение в длительности максимальных циклов можно интерпретировать как следствие перехода от ранней ($\approx 4.4-4.2$ млрд лет) плюм-тектоники к интенсивному сочетанию обоим геодинамическим процессам (плюмов и субдукции) с последовательным расширением роли наиболее глубокой мантийной генерации магм.

На примере анализа субщелочного и щелочного магматизма мы постарались показать, что циклы щелочной мантийной активизации полностью согласуются с глобальными мантийными циклами, выявленными

по сумме данных для мантийных пород на базе сопоставления этих данных с эндогенными событиями в коре (рис. 5-6 и 8-9). Это свидетельствует о постоянном участии SALK серий в развитии мантийных циклов и, если рассматривать эти серии как конкретный пример влияния плюмового магматизма на формирование коры, следует говорить также о глобальном характере такого воздействия. Геохронология формирования SALK серий указывает на последовательное расширение петрологических типов породных ассоциаций (от субщелочных к щелочным) при переходе от раннего-среднего архея к позднему архею и протерозою, а также диапазона глубины генерации всех типов SALK серий в сторону фанерозоя. Совокупность этой информации может рассматриваться как убедительный пример глобального влияния процессов постепенного охлаждения планеты на характер мантийной продукции в геологическом времени. Вместе с тем, как показала систематика Sr и Nd изотопных параметров, в этом же направлении увеличивается интенсивность взаимодействия мантийных SALK серий с корой вследствие привноса корового материала в зоны генерации первичных магм и при консолидации мантийных магм в пределах коры. Согласно [15, 16, 71, 82 и др.] важнейшими факторами этого взаимодействия являются мантийный и коровый метасоматоз в широком смысле этого понятия, который подразумевает прежде всего интенсивное воздействие или обмен летучих компонентов. Не исключено, что зоны мантии при повторном воздействии плюмов, обогащаются летучими и некогерентными элементами и неоднократно участвуют в генерации щелочных магм, что реализуется в появлении щелочных массивов, оптимально обогащенных некогерентными элементами (вплоть до рудных концентраций).

Самостоятельный интерес представляет анализ «примитивных» и деплетированных источников SALK серий, которые представляют собой наиболее устойчивый в геологическом времени тип мантийных источников, прослеживаемый по близости или тождеству изотопных параметров щелочных пород разного состава вплоть до глубокого архея. Несмотря на ограниченность информации можно заключить также, что значения I-Sr и $\epsilon Nd(T)$, отвечающие деплетированным зонам верхней мантии достигают к концу фанерозоя максимальных значений для I-Sr = 0.702-0.703 и для $\epsilon Nd(T)$ от + 8 до +10/+12. Но при этом для наиболее глубоких по генезису в мантии - кимберлитовых магм отклонение от среднего мантийного уровня по обоим изотопным параметрам минимально, примерно вдвое меньше, чем для других SALK серий. Это означает, что доля первичных мантийных параметров рассматриваемых мантийных магм возрастает с глубиной, а резко деплетированные зоны мантии в первом приближении присущи более высоким этажам мантийного разреза, предположительно начиная с уровня астеносферы. Фактически, как показали балансовые расчеты по коре, для некоторых элементов необходимо учитывать дополнительный привнос из

средней и нижней мантии [6, 7, 82 и др.]. Следовательно, небольшая степень деплетированности все же должна возникать в этих частях мантии, хотя остается открытым вопрос о времени и объемах подобных зон, поскольку параллельно для ряда пород SALK серий сохраняются первичные изотопные параметры недифференцированной мантии. Ориентировочные оценки на базе величин $\epsilon\text{Nd}(T)$ [4, 78] позволяют говорить о существовании нескольких крупных этапов генерации деплетированных зон в мантии.

Из этой же информации следует, что суждения об изотопных параметрах «примитивной» мантии, построенные лишь на данных позднего фанерозоя и отождествляемые по изотопным характеристикам с нормальными океаническими базальтами (N-MORB) [83-84] вряд ли приемлемы, поскольку они не учитывают вариации изотопных параметров пород в наиболее длительном интервале фанерозой-докембрия. Более того, дискуссионным остается вопрос о времени первичного появления исходных мантийных зон для генерации N-MORB. Согласно предварительным расчетам [78] формирование таких зон приурочено к началу позднего архея, которые накладываются на уже ранее образованные деплетированные зоны и, следовательно, сама генерация источников N-MORB имеет достаточно сложную многоэтапную историю.

Работа выполнена в рамках Программы 5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН (тема 1,5) и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 03-05-64740).

Литература

1. **Gastil G.** The distribution of mineral dates in time and space // Amer. J. Sci . 1960. V. 258. No 1. P. 1-35.
2. **Пушкарев Ю.Д.** Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: «Наука». Ленинградское отд. 1990. 217 с.
3. **Armstrong R.L.** Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth // Phil.Trans.Roy.Soc.London. 1981. A301. P. 443-472.
4. **McCulloch M.T., Bennett V.C.** Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints // Geochim. Cosmochim. Acta.1994. V. 58. No 21. P. 4717-4738.
5. **Condie K.C.** Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 97-108.
6. **Балашов Ю.А.** Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
7. **Stein M., Hofmann A.W.** Mantle plumes and episodic crustal growth // Nature. 1994.V. 372. 63-68.
8. **Kamazawa M., Maruyama S.** Whole Earth tectonics // J.Geol.Soc.Japan. 1994.V.100.P. 81-102.
9. **Van der Hillst R. D., Widiyantoro S., Engdahl E.R.** Evidenct for deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. V. 386. P. 578-584.
10. **Van der Hillst R. D., Karason H.** Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: Toward a hybrid convection model // Science. 1999. V. 283. P. 1885-1888.

11. **Авсюк Ю.Н.** Приливные силы и природные процессы // М. ОИФЗ РАН. 1996. 188 с.
12. **Thompson P.F., Tackley P.J.** Generation of mega-plumes from the core-mantle boundary in a compressible mantle with temperature-dependent viscosity // *Geophys. Res. Lett.*, 1998. V. 25. № 11. P. 1000-2002.
13. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Об источниках мантийных плюмов // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 84-86.
14. **Летников Ф.А.** Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Труды II Междунар. Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов». Иркутск-Владивосток. 2002. С. 5- 24.
15. **Ionov D.A., Hofmann A.W.** Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations // *Earth and Planet.Sci.Lett.* 1995. V.131.P. 341-356.
16. **Когарко Л. Н.** Щелочной магматизм в ранней истории Земли // *Петрология.* 1998, Т. 6. № 3, 251-258.
17. **Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T.** Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // *Contrib.Mineral.Petrol.* 2001. V. 140. P. 577-587.
18. **Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A.** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science.*1992.V.256. P. 517-520.
19. **Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Black S., Naldrett A.J., Doherty W, Gorbachev N.S.** Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*, 1995. V.34.P.61-88.
20. **Арзамасцев А.А., Беа Ф., Арзамасцева Л.В., Монтеро П.** Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в СВ части Балтийского щита: TR-элементы в породах и минералах интрузий Кольского п-ва как индикаторы эволюции щелочных расплавов // Труды II Междунар. Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов». Иркутск-Владивосток. 2002. С. 54- 86.
21. **White R.S., McKenzie D.M.** Mantle plumes and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B9. P. 17543-17585.
22. **Garland F., Turner S., Hawkesworth C.** Shifts in source of the Parana basalts through time // *Lithos.* 1996. V.37. P. 223-243.
23. **Ernst R.E., Buchan K.L., West T.D., Palmer H.C.** Diabase (dolerite) dyke swarms of the world: first edition. *Geol. Surv. Can. Open File. No 3241.* 1996. 104 pp.
24. **Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.R., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D.** Rare gas isotopes and parent elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: Identification of lower mantle plume component // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2002.V. 66. No 5. P. 881-901.
25. **Brandon A.D., Norman M.D., Walker R.J., Morgan J.W.** 186Os-187Os systematics of Hawaiian picrites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1999. V.174. P. 25-42.
26. **Schärer U., Corfu F., Demaiffe D.** U-Pb and Lu-Hf isotopes in baddeleyite and zircon megacrysts from the Mbuji-Mayi kimberlite: constraints on the subcontinental mantle // *Chem. Geology.* 1997. V. 143. No 1-2. P. 1-16.
27. **Kerschhofer L., Schärer U., Deutsch A.** Evidence for crystals from the lower mantle:baddeleyite megacrysts of the Mbuji mayi kimberlite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V.179. N2.P. 219-225.
28. **Грачев А.Ф.** Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // *Физика Земли.* 2000. №4. С. 23-37.
29. **Prokoph A, Veizer J.** Trends, cycles and nonstationarities in isotope signals of phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 225-240.

30. **Печерский Д.М.** Палеомагнетизм неогей – отражение процессов у ядра и на поверхности Земли // Росс. журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 105-139.
31. **Solow A.R.** Estimating event rates in the presence of dating error with an application to lunar impacts // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 1-6.
32. **Рытов С.М.** Введение в статистическую радиофизику. М. Наука. 1976. 494 с.
33. **Никитин А.А.** Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра. 1979. 280 с.
34. **Дремин И.М., Иванов О.М., Нечитайло В.А.** Вейвлеты и их использование // Успехи физических наук. 2001. Т. 171, № 5, с. 465-501.
35. **Балашов Ю.А.** Динамика развития системы Луна-Земля и метеоритов // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 2. С. 227-230
36. **Балашов Ю.А.** Концепция времени в геологической истории Земли // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова (Сб. 50 лет Геологическому Институту КНЦ РАН). Новые идеи и подходы к изучению геологических образований. Т.3. МУП «Полиграф», Апатиты. 2002. С. 51-75.
37. **Когарко Л. Н., Хаин В.Е.** Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. АН. 2001. Т. 37. № 5. С. 677-679.
38. **Streckeisen A.** Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks // Geol. 1979.V.7. P. 331-335.
39. **Классификация магматических (изверженных) пород** и словарь терминов (под ред.С.В. Ефремовой). М.: ОАО Издательство «Недра».1997. 248 с.
40. **Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.** Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 205. P. 295-308.
41. **Симаков С.К.** Клинопироксеновая барометрия мантийных перидотитов и оценка потенциальной алмазности на ее основе // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 6. С. 801-803.
42. **Allsopp H.L., Bristow J.W., Smith C.B. et al.** A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks // Kimberlites and related rocks (Ed. J.Ross, A.L.Jaques et al). V.1. Their composition, occurrence, origin and emplacement. Geol. Soc. Austral. Special Publ. N 14. Proc. of the 4th Intern. Kimberlite Conf. Perth. 1986. P. 343-368.
43. **Kinny P.D., Griffin B.J., Heaman L.M. et al.** SHRIMP U-Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites // Russian Geology and Geophysics. 1997. V. 38. № 1. P. 97-105.
44. **Nelson D.R.,Trendall A.F., Altermann W.** Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // Precambrian Res. 1999. V. 97. P. 165-189.
45. **Kamo S.L., Davis D.W.** Reassessment of Archean crust development in the Barberton Mafic Land, South Africa, based on U-Pb dating // Tectonics.1994.V. 13. No1. P. 167-192.
46. **Табунс Э.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.** Позднеархейский возраст ультракалийных пород массива Укдуска (Алданский шит): результаты U-Pb исследования единичных зерен циркона // Материалы II Росс. конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург. 2003. С. 492-494.
47. **Kiviets G.B., Phillips D.** 40Ar/39Ar laser probe analyses of K-bearing titanates from kimberlites // ICOG-9, 1998. Beijing, China. Abstracts.P.65.
48. **Pidgeon R.T., Smith C.B., Fanning C.M.** Kimberlite and lamproite emplacement ages in Western Australia // Proc. the 4th Intern. Kimberlite Conf. V.1. GSA Special Publ No 14. Perth.1986. P. 369-381.
49. **Blichert-Toft J., Arndt N.T., Luden J.N.** Precambrian alkaline magmatism // Lithos. 1996. V. 37. No1. P. 97-111.

50. **Corfu F., Jackson S.L., Sutcliffe R.H.** U-Pb ages and tectonic significance late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1991. V. 28. P. 489-503.
51. **Tilton G.R., Bell K.** Sr-Nd-Pb isotope relationships in Late Archean carbonatites and alkaline complexes: Applications to the geochemical evolution of Archean mantle // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. No15. P. 3145-3154.
52. **Nutman A.P., Rosing M.T.** SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the late Archean Ruinneset syenite, Skieldungen alkaline province, South-East Greenland // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. P. 3515-3518.
53. **Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V.** New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula // *Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland.* Apatity. 1992. P. 13-34.
54. **Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Галимзянова Р.М., Левкович Н.В.** Архейский возраст щелочных гранитов массива Белые Тундры (Кольский полуостров) // *Докл. АН.* 1999. Т. 369. № 6. С. 806-808.
55. **Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В.** Древнейший в мире щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // *Докл. АН.* 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.
56. **Кудряшов Н.М., Петровский М.Н.** Изотопный возраст лампрофиров зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья // М-лы XI молод. научн. конф. (КО Кратц) «Геология и геоэкология Фенноскандии, северо-запада и центра России. Петрозаводск. 2000. С. 36-38.
57. **Wyman D.A., Kerrich R., Polat A.** Assembly of Archean craton mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex // *Precambrian Res.* 2002. V. 115. P. 37-62.
58. **Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. и др.** Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // *Геохимия.* 1999. № 11. 1178-1190 с.
59. **Balashov Yu.A., Zozulia D.R., Timmerman M.J.** Archaean peralkaline granites of Kola Peninsula, Russia // *ICOG-9, 1998. Beijing, China. Abstracts.* P. 5.
60. **Милиц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др.** Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: «Научный мир». 1996. 277 с.
61. **Батиева И.Д.** Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
62. **Заварицкий А.Н.** Изверженные горные породы. М.: Издат-во АН СССР. 1961. 470 с.
63. **Юдин Б.А.** Габбро-лабродаритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука. Ленинградское отделение. 1980. 168 с.
64. **Прогнозная модель глубинного строения района заложения геофизического профиля «2» на востоке Кольского полуострова.** Ред. Ф.П. Митрофанов. Препринт ГИ КНЦ РАН, Апатиты, 2000. 49 с.
65. **Condie K.C.** The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity ? // *J. Afr. Earth Sci.* 2002. V. 53. p.179-183.
66. **Bea F., Arzamastsev A., Montero P., Arzamastseva L.** Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V.140. P. 554-566.
67. **Blaxland A.B., Van Breemen O., Steenfelt A.** Age and origin of agpaite magmatism at Pimaussaq, South Greenland: Rb-Sr study // *Lithos.* 1976. V. 9. 31-38.
68. **Герасимовский В.И.** Геохимия Илимауссакского щелочного массива. М.: Наука. 1969. 174 с.

69. **Когарко Л.Н., Крамм У., Гранэрт Б.** Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 4. С. 970-973.
70. **Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Балашов Ю.А.** Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука. 395 с.
71. **Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П.** Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3, №1. С. 3-24.
72. **Балашов Ю.А.** Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
73. **Hofmann A.W.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V.90. P. 297-314.
74. **De Paolo D.J., Wasserburg G.J.** Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ // Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3.P. 743-746.
75. **Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.** Continental volcanics derived from enriched and depleted source regions: Nd- and Sr-isotope evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V.37. P. 401-408.
76. **McDonough W.F., Sun S.-s.** The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995.V.120. P. 223-253.
77. **Goldstein S.L., O'Nions R.K., Hamilton P.J.** A Sm-Nd study of atmospheric dust and particulates from major river systems // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V.70. P. 221-236.
78. **Balashov Yu.A.** Pulsation model of mantle differentiation: Evolution, geochronological, geochemical, petrologic and geodynamic implications // Proc. 30th Intern. Geol. Congr. 1997. V.1. P. 79-95.
79. **Bell K., Blenkinsop J.** Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites // in Carbonatites: genesis and evolution (ed. By K.Bell).London-Boston-Sydney-Wellington.Unwin Hyman.1989. С. 278-300.
80. **Nelson D.R.** Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis // Lithos. 1992.V. 28. P. 403-420.
81. **Морозов Ю.А.** Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника. 2004. №1. С. 21-50.
82. **Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219-229.
83. **Костицын Ю.А.** Отвечает ли Sm-Nd изотопная система примитивной мантии хондритам ? // Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли. Материалы годичной сессии 20-21 марта 2002 года. М. 2002. С. 53-54.
84. **Костицын Ю.А.** Sm-Nd, Lu-Hf и Rb-Sr изотопные системы примитивной мантии // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии 25-27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург. Из-во «Центр информационной культуры». С. 213 – 216.