

## СУБДУКЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

*Описан механизм образования алмазоносных пород за счет затягивания пород океанической коры и железистых океанических осадков раннего протерозоя по древним зонам субдукции под архейские щиты.*

Большинство классических представлений образования алмазоносных пород за счет плавления вещества верхней мантии, обогащенного летучими соединениями, невозможно согласовать по всем параметрам с РТ условиями и химизмом вещества верхней мантии. Рассматриваемая с позиции тектоники литосферных плит модель происхождения алмазоносных кимберлитов и лампроитов из пелагических осадков при подъеме кимберлитовых магм на поверхность Земли дает ответы на многие вопросы.

На основе описанного механизма образования алмазоносных и родственных им пород рассматривается строение Южно-Африканской, Канадской, Австралийской и Якутской алмазоносных провинций, делается положительный прогноз о перспективности в этом отношении Кольского полуострова и даются критерии поиска таких пород в других регионах мира.

### Основные характеристики алмазоносных и родственных им пород

К коренным алмазоносным породам, как известно, относятся кимберлиты и лампроиты — глубинные магматические породы, обычно встречающиеся только на древних континентальных платформах и залегающие там в форме субвулканических тел — трубок взрыва (диатрем) или магмаподводящих даек. Родственными им, но несколько менее глубинными породами являются карбонатиты и щелочно-ультраосновные породы с достаточно широким спектром составов. Однако общей их чертой является низкое содержание кремнезема и относительно повышенные концентрации магния, что позволяет относить все эти образования к ультраосновным породам. В противоположность классическим ультраосновным породам мантийного происхождения перидотитового ряда кимберлиты, лампроиты и щелочно-ультраосновные породы обогащены титаном, щелочами (прежде всего калием), фосфором, редкими литофильными и летучими элементами, в том числе водой и углекислым газом (особенно карбонатиты).

Кимберлиты по сравнению с мантийными породами несколько обеднены такими петрогенными элементами, как Si, Mg, Na, Cr и Ni, тогда как содержания в них Al, Fe, Mn и некоторых рудных элементов (Co, Zn) почти

© О. Г. Сорохтин<sup>1</sup>, Н. О. Сорохтин<sup>2</sup>:

<sup>1</sup>Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва.

<sup>2</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Мурманская область, Россия.

соответствуют концентрациям в лерцолитах. Но самой характерной чертой кимберлитовых пород является их явное обогащение рассеянными и особенно литофильными и редкоземельными элементами. По определениям Я. Мурааматсу [48], кимберлиты обогащены углеродом в 150 раз, фосфором — в 25 раз, щелочами (K, Rb, Cs) — в 24–68 раз, легкими редкоземельными элементами (La–Eu) — от 30 до 200 раз, радиоактивными элементами Th и U соответственно в 80 и 60 раз. По нашим оценкам, учитывающим энергетический баланс Земли [29], кимберлиты обогащены калием не в 24, а в 87 раз. Для урана и тория получаются еще большие величины: соответственно в 1200 и 2300 раз (вместо 62 и 80). Кроме того, по нашим оценкам в мантии содержится около 110 г/т углекислого газа и не более 0,05% воды. По данным же Дж. Доусона [8] в кимберлитах содержится около 3,3–7,1% CO<sub>2</sub> и 5,9–18,7% H<sub>2</sub>O, откуда следует, что кимберлиты обогащены этими летучими соединениями соответственно в 300–650 и 120–370 раз. Следует также обратить внимание на то, что в минералах кимберлитов [8], да и в самих кристаллах алмазов [45, 46] часто встречаются включения газообразных и жидких углеводородов и даже спиртов и более сложных органических соединений, совершенно неустойчивых в РТ условиях мантии. Учет всех этих факторов существенно обостряет проблему происхождения кимберлитов и определения механизмов столь высокого обогащения этих пород литофильными элементами при одновременном сокращении в них кремнезема. Лампроиты, по сравнению с кимберлитами, существенно обеднены карбонатами, кальцием и алюминием, но зато заметно обогащены магнием и калием и насыщены кремнеземом [3].

Успехи современной “петрологической” баротермометрии, основанной на изучении зависимости минеральных ассоциаций в эклогитах и перидотитах от давления и температуры, позволили по ксенолитам, вынесенным кимберлитовыми и лампроитовыми магмами с различных уровней подкорковой литосферы, восстановить положение древних геотерм, существовавших в литосферной мантии под кимберлитовыми диатремами во время формирования минерального состава пород, соответствующих этим ксенолитам [41, 47, 18, 19, 8, 12]. Обобщая эти данные, удалось более или менее уверенно очертить область существования в мантии алмазоносных эклогитов и гранатовых лерцолитов [8, 44, 23]. Она оказалась достаточно широкой: при давлении *P* около 50 кбар температурный диапазон составил 1120–1380 °С, а при 70 кбар — 1300–1500 °С. Для гранатовых лерцолитов эта область не менее широкая и ограничена температурами 900–1400 °С. Область же формирования самих кимберлитовых и лампроитовых магм также лежит в том же температурном диапазоне 900–1400 °С (см. рис. 1).

При изучении генезиса кимберлитовых и лампроитовых магм и выносимых ими ксенолитов вмещающих пород важно помнить, что на глубинах алмазообразования от 150 до 220 км температура плавления мантийного вещества (гранатовых лерцолитов), судя по экспериментальным данным [50], достигает соответственно 1600 и 1700 °С. Отсюда следует важный вывод, накладывающий жесткие ограничения на возможный круг гипотез алмазообразования. Оказывается, что генерация значительно более низкотем-

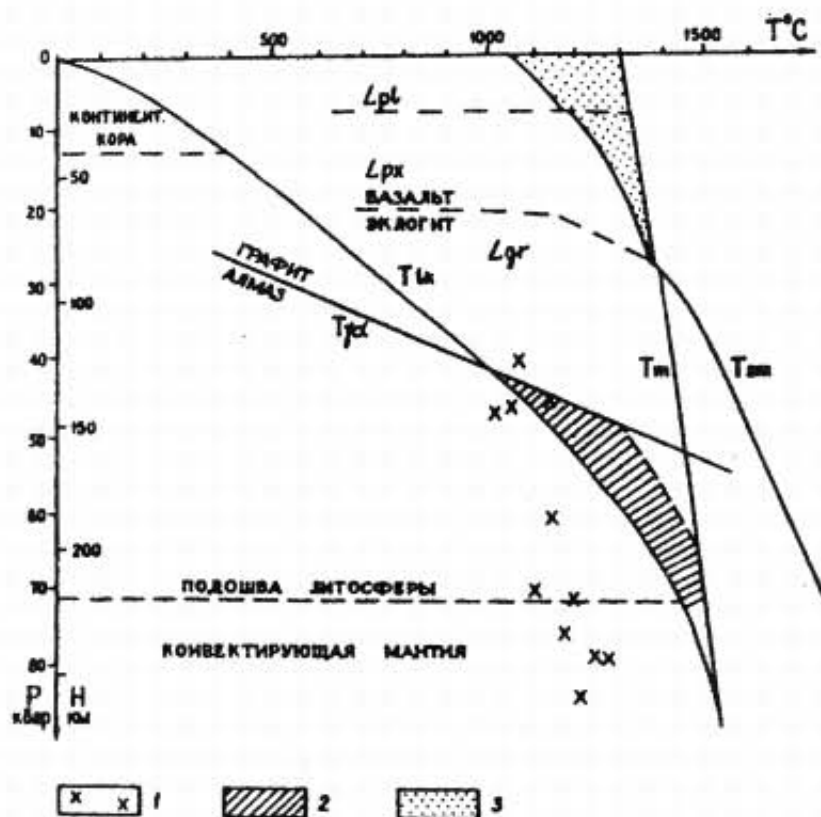


Рис. 1. Термодинамические условия образования алмазов: P–T условия образования алмазов: 1 — по Ф. В. Каминскому [12]; 2 — наиболее вероятные условия формирования алмазов по рассматриваемой в данной работе модели; 3 — область существования ювенильных мантийных (базальтовых) расплавов;  $T_m$  — температура мантии;  $T_m$  — температура солидуса мантийного вещества;  $T_a$  — современная геотерма под архейскими щитами;  $T_a$  — температура фазового перехода графит — алмаз;  $L_{pl}$ ,  $L_{px}$ , и  $L_{gr}$  — области существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов.

пературных кимберлитовых и лампроитовых магм должна была происходить без плавления мантийного вещества.

Именно по перечисленным причинам в рамках “классических” представлений о возникновении алмазоносных кимберлитов за счет плавления обогащенных летучими соединениями веществ верхней мантии, многие вопросы их происхождения остаются без ответов.

### Происхождение алмазоносных кимберлитов и лампроитов

Рассматривая вопрос о происхождении кимберлитов и родственных им пород с позиций тектоники литосферных плит, еще в середине 70-х — начале 80-х годов XX века были высказаны предположения, что все вещество кимберлитовых, лампроитовых, а также карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магм произошло за счет переплавления океанических осадков, затянутых по зонам субдукции на большие глубины под континенты [25–27, 52]. Однако, обычные осадки современного типа из-за их малой плотности не могут затягиваться на большие глубины. Для этого плотность попавших в зоны поддвига плит осадков должна была превышать среднюю

плотность континентальных плит [17]. Но такие богатые железом, а потому и плотные (тяжелые) пелагические осадки отлагались лишь в раннем докембрии, они только и могли затягиваться (“проваливаться”) по древним зонам субдукции на большие глубины под архейские континентальные щиты.

Проблема происхождения этих экзотических пород наиболее подробно рассмотрена в наших монографиях [29, 30]. Согласно разработанной в этих монографиях модели, алмазоносные кимберлиты, лампроиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (до 200–250 км) под архейские щиты пород океанической коры и тяжелых (железистых) океанических осадков раннего протерозоя (рис. 2). При этом кимберлиты, скорее всего, образовались благодаря затягиванию на глубину богатых карбонатами железистых осадков тропического пояса, а лампроиты — обогащенных кремнеземом и щелочами глинистых железистых осадков бореальных и полярных зон Земли.

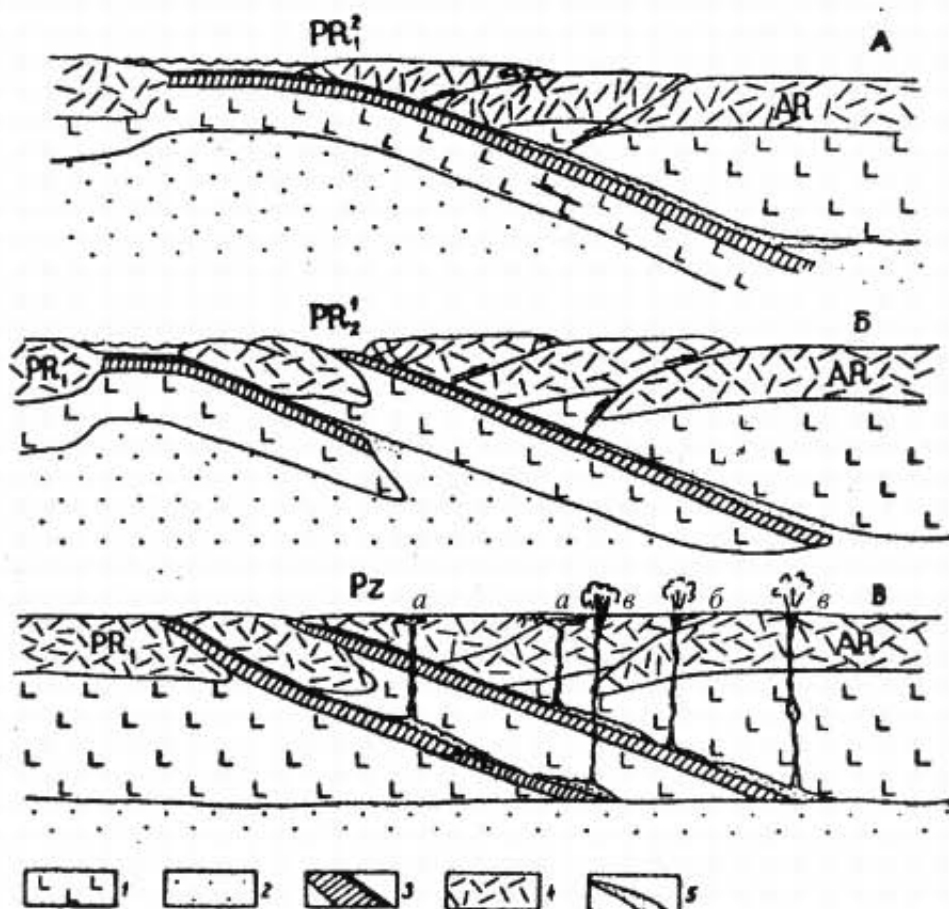


Рис. 2. Процесс формирования глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов [29, 30]: А — ситуация в конце раннего протерозоя; Б — на рубеже раннего и среднего протерозоя; В — в рифее или фанерозое (показан момент прорыва глубинных магм к поверхности и образования: а — щелочно-ультраосновных интрузий; б — мелилититовых и карбонатитовых интрузий; в — алмазоносных лампроитовых и кимберлитовых субвулканических комплексов). 1 — литосфера; 2 — астеносфера; 3 — раннепротерозойская океаническая кора с перекрывающими ее тяжелыми железистыми осадками; 4 — континентальная кора (AR — архейского, PR<sub>1</sub> — раннепротерозойского возрастов); 5 — глубинные расплавы.

Из-за большой плотности железистых осадков они должны были сами “проваливаться” в зоны поддвига плит и служить в них “смазкой”. Поэтому, вероятно, зоны поддвига плит в конце раннего протерозоя (во время Свекофеннской орогении) и в среднем протерозое в основном были амагматическими, без характерного для островных дуг и активных окраин континентов известково-щелочного вулканизма. В связи с этой идеей (и вопреки распространенному мнению) мы считаем, что алмазоносные кимберлиты, лампроиты и карбонатиты нельзя причислять к мантийным породам. Эту группу пород, скорее, следует называть псевдомантийными. Что же касается встречающихся в них эклогитовых ксенолитов и включений гранатовых перидотитов, то практически все они являются метаморфизованными осколками базальтового и серпентинитового слоев бывшей океанической коры.

В рассматриваемой модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя — возрастными от 1,8 до 2,2 млрд лет назад или, в некоторых редких случаях, эпохой среднего протерозоя. Это связано с тем, что в архее еще не существовало условий для генерации магм рассматриваемого типа, поскольку исключительно высокая тектоническая активность Земли и очень большие тепловые потоки не допускали тогда увеличения мощности континентальных литосферных плит вместе с континентальной корой более 60–80 км. Зон же субдукции в архее вообще не существовало, так как их тогда заменяли зоны скучивания и торошения сравнительно тонких океанических литосферных пластин существенно базальтового состава. Лишь после выделения земного ядра в конце архея около 2,6 млрд лет назад возникли первые зоны субдукции, а мощность архейских континентальных литосферных плит стала быстро возрастать.

Задача о затягивании осадков в зоны поддвига литосферных плит решалась по законам теоретической механики с использованием теории смазки трущихся механизмов (см. рис. 3) [28]. Полученные решения были проверены по строениям современных зон субдукции. Основная разница состояла лишь в том, что мощность современных (легких) осадков в зазорах трущихся плит оказывалась в 2–3 раза большей, чем их исходная мощность (рис. 3), тогда как мощность железистых (тяжелых) раннепротерозойских осадков всегда оказывалась меньшей их исходной толщины.

Оценки показывают, что плотность железистых осадков раннего протерозоя ( $\rho_s \approx 3,4\text{--}3,5 \text{ г/см}^3$ ) действительно была выше средней плотности континентальных литосферных плит ( $\rho_l \approx 3,2 \text{ г/см}^3$ ). Следовательно, такие осадки легко затягивались в зоны субдукции на большие глубины вне зависимости от их вязкости, а при незначительной вязкости могли даже “проваливаться” в зазор между плитами и погружаться вплоть до подошвы континентальных литосферных плит на глубине около 250 км (рис. 4).

Плавление осадков в зонах субдукции происходит в основном за счет диссипации энергии вязкого трения самих осадков и трения литосферных плит. Однако при затягивании тяжелых осадков в зоны поддвига плит такой разогрев оказывался весьма незначительным. В большей мере осадки

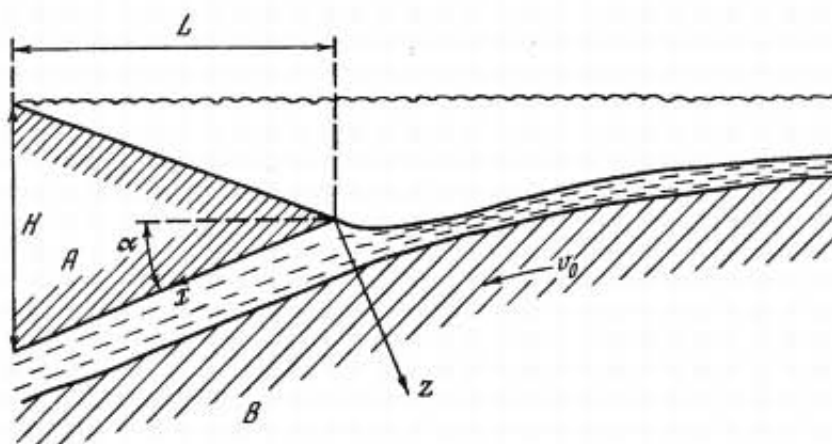


Рис. 3. Модель затягивания осадков в зону поддвига плит: А — фронтальный выступ надвигаемой плиты; Н и L — толщина и длина этого выступа; В — поддвигаемая плита;  $\alpha$  — наклон зоны поддвига плит.



Рис. 4. Условия затягивания тяжелых (железистых) осадков по раннепротерозойским зонам поддвига плит на большие глубины (до 250 км) под архейские континенты и области формирования расплавов глубинных пород.

прогревались глубинным тепловым потоком, пронизывающим континентальные плиты. Отсюда следует, что температура осадочного потока в зазоре между плитами тогда соответствовала геотерме континентальной плиты. Поэтому попавшие в зону субдукции тяжелые осадки начинали плавиться только на глубинах, где геотерма континентальной плиты пересекалась с температурой плавления осадков (см. рис. 5). Но известно, что температура плавления большинства силикатов в присутствии воды с повышением давления до 5–10 кбар резко снижается до 600–700 °С [9]. Именно по этой причине плавление железистых пелагических осадков в раннепротерозойских зонах поддвига плит происходило при температурах значительно меньших

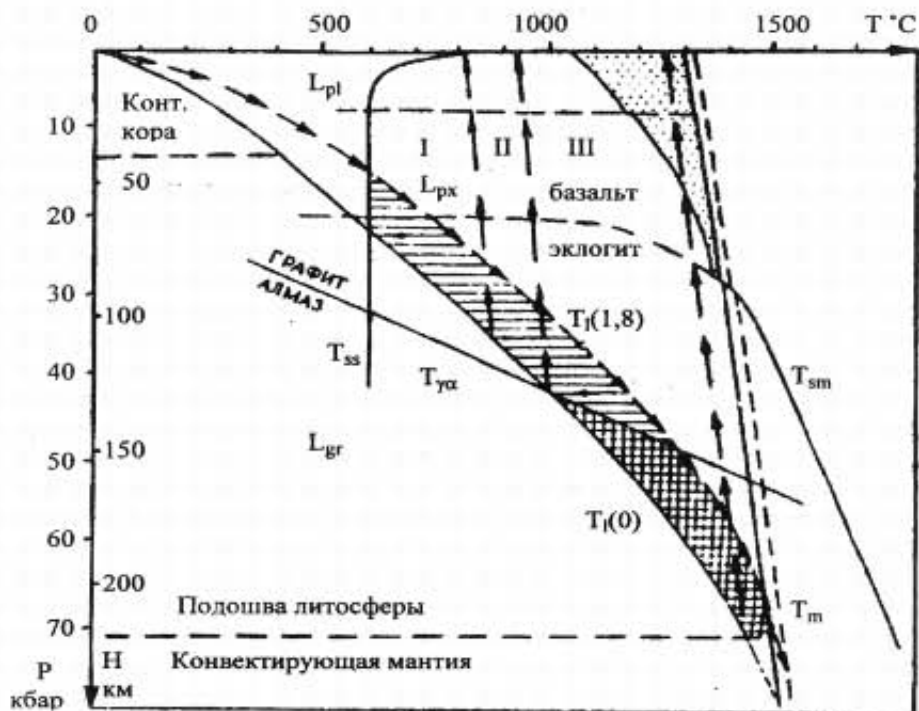


Рис. 5. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм [29]:  $T_m$  — температура мантии;  $T_{sm}$  — температура солидуса мантийного вещества;  $T_{ya}$  — температура перехода графит — алмаз;  $T_{ya}$  — современная континентальная геотерма (древняя геотерма отмечена нисходящими стрелками);  $L_{pl}$ ,  $L_{px}$  и  $L_{gr}$  — области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов;  $T_{ss}$  — температура плавления водонасыщенных осадков; горизонтальная штриховка — область существования щелочно-ультраосновных и щелочно-карбонатитовых расплавов; клеточная штриховка — область существования алмазоносных глубинных расплавов лампроитов, кимберлитов и кальциевых карбонатитов; стрелками показаны P–T условия движения тяжелых железистых осадков около 2–1,8 млрд лет назад и подъема магм в фанерозое; I — область формирования щелочно-ультраосновных интрузий; II — область формирования карбонатитов, мелилититов и безалмазных кимберлитов III — область формирования алмазоносных кимберлитов и лампроитов.

температуры плавления мантийного вещества, как это и было показано на рис. 1.

Лампроиты, как и кимберлиты, также формировались в нижних этажах континентальной литосферы в виде магнезиально-калиевых, насыщенных кремнеземом и водой щелочных силикатных расплавов. Но, в отличие от кимберлитов, без заметного смешения этих расплавов с карбонатными фракциями. Поэтому можно предположить, что формирование лампроитовых магматических очагов происходило за счет плавления бескарбонатных осадков, например железокремнистых и глинистых отложений бореальных и полярных зон Земли, аналогичных тем, из которых в дальнейшем сформировались и джеспилиты, а кимберлиты и карбонатиты образовались из богатых карбонатами осадков тропического пояса Земли. В этой связи интересно отметить, что в классическом регионе распространения алмазоносных лампроитов — в Западной Австралии столь же широко распространены и джеспилиты, например в формации Хамерсли. В связи с силикатным составом лампроитовых магм их вязкость должна была быть заметно выше вязкости кимберлитовых силикатно-карбонатных расплавов. В частности, с

этим связан и более спокойный режим подъема лампроитовых расплавов, сопровождаемый лишь слабой турбулентностью, не способной к выносу на поверхность крупных глубинных ксенолитов.

Таким образом, на вещественный состав лампроитов и кимберлитов существенное влияние оказывали исходные составы породивших их осадков. Действительно, как видно из сравнения петрографических диаграмм кимберлитов и лампроитов, образовавшихся в различных частях света, помимо общих участков пересечения полей их существования, выделяются и явно несовместимые участки (рис. 6). Нам представляется, что эти различия на диаграмме  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}' + \text{MgO})$  во многом связаны с разным составом погружившихся на глубину пелагических осадков: как уже отмечалось выше, кимберлиты и карбонатиты возникли из карбонатных осадков тропической зоны Земли, а лампроиты — из обогащенных щелочами глинистых осадков бореальных и полярных зон Земли.

Много общих черт у кимберлитов и лампроитов в распределении редкоземельных элементов (см. рис. 7).

Из-за наличия эффекта смазки смежных плит тяжелыми осадками, “проваливавшимися” на глубину, в большинстве раннепротерозойских зон поддвига плит отсутствовал известково-щелочной магматизм островодужного или андийского типов. Поэтому в таких зонах ни базальты, ни тем более ультраосновные породы и их полиморфные аналоги не плавилась, а все их метаморфические преобразования происходили в основном изохимически. Об этом, в частности, убедительно свидетельствуют совпадения составов эклогитов из кимберлитовых диатрем, даек и силлов с базальтами океанического дна и островов (см. рис. 8 и 9). Исключение составляют лишь некоторые из высокоглиноземистых эклогитов и сравнительно редкие гроспидиты,

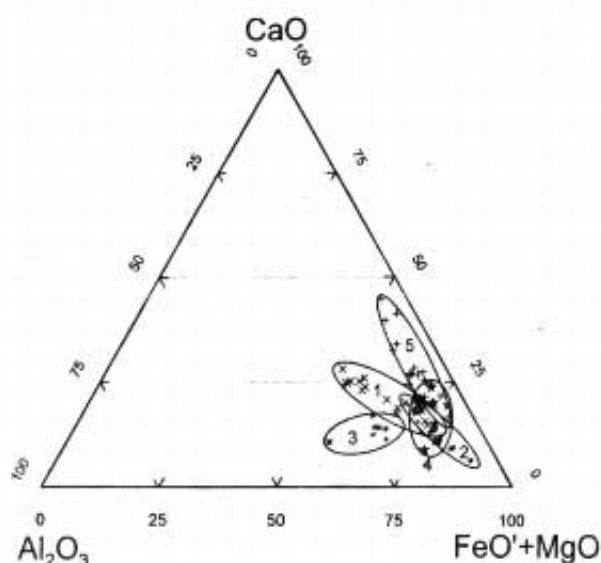


Рис. 6. Поля существования лампроитов и кимберлитов на диаграмме  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}'_{\text{общ}} + \text{MgO})$  для разных регионов мира: 1 — поле лампроитов Алданского щита, построенное по данным работы [3]; 2 и 3 — поля лампроитов по данным [7]; 4 — поле существования кимберлитов Южной Африки по данным [8]; 5 — поле кимберлитов Сибирской провинции по данным [10].



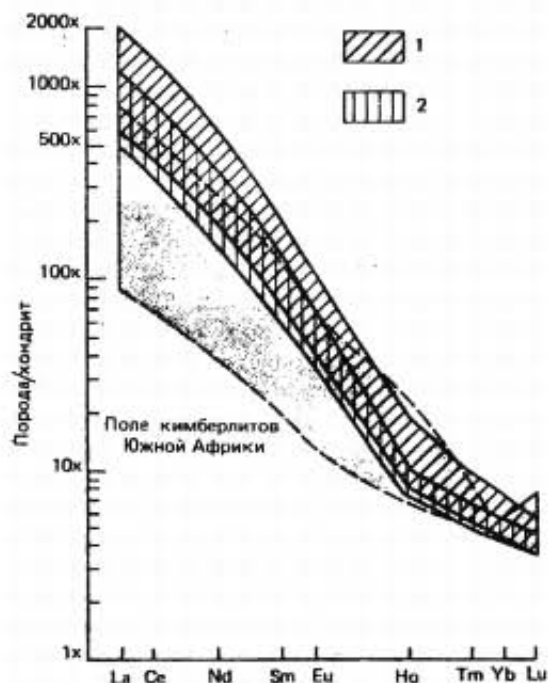


Рис. 7. Нормализованные по хондриту распределения редкоземельных элементов в лампронитах Западного Кимберли (Австралия), в сравнении с распределением РЗЭ в южноафриканских кимберлитах по работе [7]: 1 — поле 21 лампронита; 2 — поле 7 оливиновых лампронитов; поле кимберлитов околну- рено штриховыми линиями.

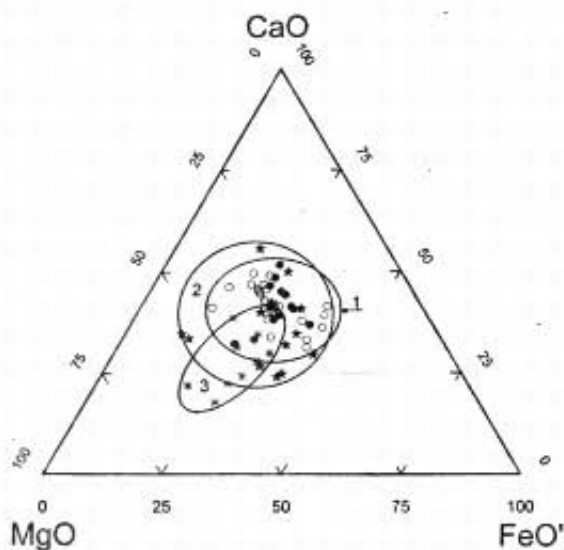


Рис. 8. Диаграмма CaO–MgO–FeO<sub>общ</sub>: 1 — поле базальтов срединно-океанических хребтов, построенное по данным [34] и габбро океанической коры [13]; 2 — поле эклогитов Южной Африки по данным [8]; 3 — поле эклогитов Якутии по данным [10].

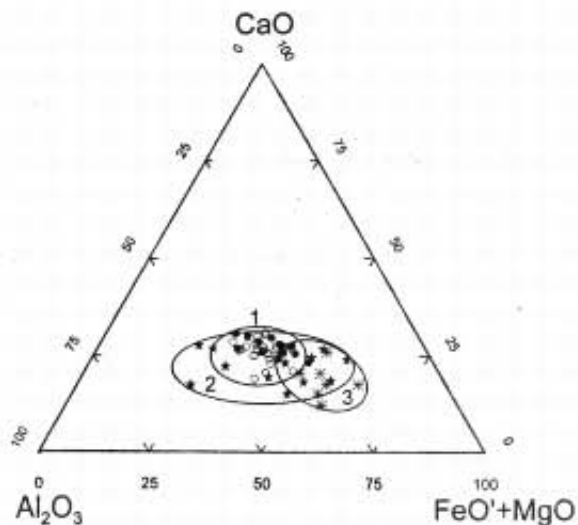
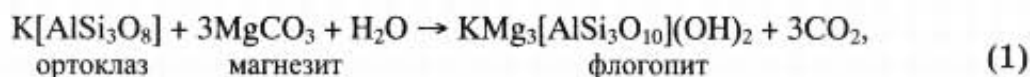


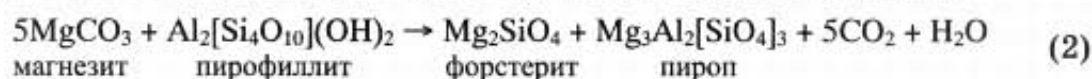
Рис. 9. Диаграмма CaO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–(FeO<sub>общ</sub>+MgO) океанических базальтов, габбро и кимберлитов (условные обозначения см. рис. 8).

испытывавшие, по-видимому, существенные метасоматические изменения. Встречающиеся иногда включения коэсита в алмазах, по мнению Н. В. Соболева [24], доказывают сравнительно низкотемпературный характер тех пород, в равновесии с которыми образовались алмазы и эклогиты.

На глубоких уровнях, где начинается плавление осадков и ликвация расплавов (т. е. в области формирования силикатно-карбонатных фракций кимберлитовых магм), вероятно, становятся уже возможными реакции образования мегакристаллов флогопита по калиевым полевым шпатам

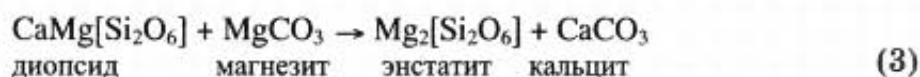


оливинов и пиропов по глинистым минералам и пирофиллиту

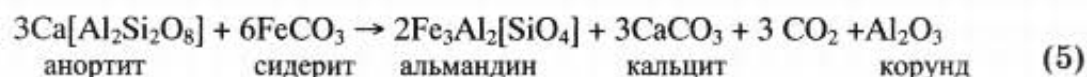


О возможности протекания таких реакций в горячей части зоны поддвига плит говорят размеры мегакристаллов оливинов и гранатов, превышающие иногда 3–7 см и, главное, находки в них включений кимберлитов [8].

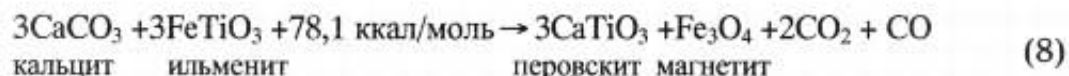
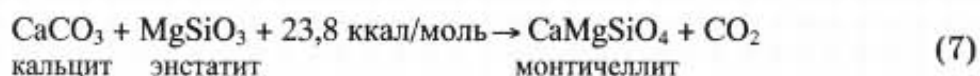
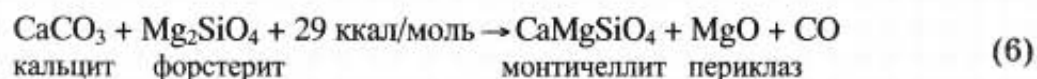
В карбонатитах и кимберлитовых карбонатах обычно превалирует  $\text{CaCO}_3$ . Это объясняется тем, что в очагах кимберлитовых и карбонатитовых расплавов происходят обменные реакции, при которых магний переходит в силикаты, а кальций — в карбонаты, например:



Аналогично этому происходило образование гранатов и корунда с выделением кальцита и углекислого газа:



Помимо обменных реакций, при еще больших температурах и давлениях, возможно, происходит и распад карбонатов с выделением свободной углекислоты, образованием монтichelлита, перовскита и магнетита (с окисью углерода)

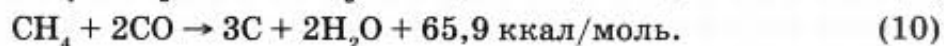
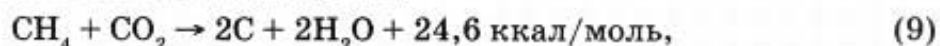


Таким образом, кимберлиты и лампроиты действительно являются глубинными породами, но возникли они из пелагических осадков. Отсюда

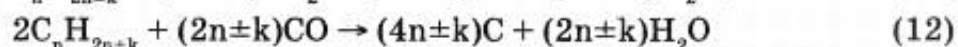
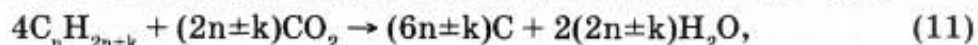
следует, что кимберлиты и лампроиты вовсе не чисто мантийные, а только псевдомантийные породы, в образовании которых существенную роль играли экзогенные факторы.

### Происхождение алмазов

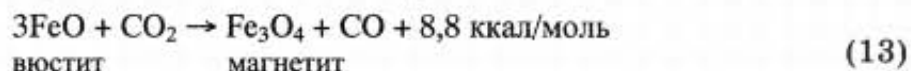
Для образования кристаллических форм углерода необходимо, чтобы он освобождался благодаря экзотермической реакции, приводящей к снижению внутренней энергии системы. Таким условиям удовлетворяют реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом, протекающие с выделением энергии, например



В общем случае, образование алмазов можно объяснить реакциями взаимодействия углеводородов широкого спектра с оксидами углерода



Углекислый газ освобождался за счет термической диссоциации карбонатов в горячих частях зоны поддвига плит и по реакциям (1), (2) и (4)–(8). Окись же углерода могла генерироваться и по экзотермической реакции при окислении, например, вюститита до стехиометрии магнетита



Необходимые для образования алмазов углеводороды поступали в кимберлиты как за счет термолиза органических веществ, затаянутых вместе с карбонатными осадками в зоны поддвига плит, так и благодаря восстановлению углекислого газа при окислении железа и железосодержащих силикатов, например, по реакции (16). Но при всех вариантах, и это важно особо подчеркнуть, **весь углерод в алмазах только экзогенного происхождения.**

Азот, как и углерод, попадал в алмазы из флюидной фазы кимберлитовых и лампроитовых магм, в свое время образовавшихся за счет плавления пелагических осадков, затаянутых на большие глубины под древние континенты.

Практически все твердые включения в алмазах представляют собой минеральные фазы высокого давления эклогитового или перидотитового парагенезиса, но все твердые включения в алмазы поступали, в основном, из затаятой на большие глубины океанической коры, а не из ювенильной мантии.

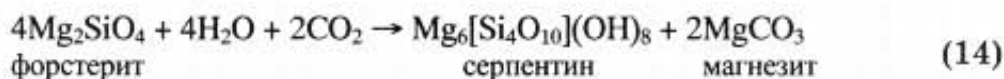
Еще раз отметим, что из всего сказанного следует: **кимберлиты и лампроиты вовсе не чисто мантийные, а только псевдомантийные породы, в образовании которых существенную роль играли экзогенные факторы.**

Отмеченные здесь и некоторые другие реакции между углеродом и водородсодержащими соединениями должны приводить к формированию сложного состава флюидной фазы кимберлитов. Особо интересны в этом

отношении газовой-жидкие включения в алмазах, сохранивших в запечатанном состоянии составы тех флюидов, из которых они в свое время кристаллизовались. Проведенные К. Мелтоном и Р. Гиардини [45, 46] исследования составов этих включений показали, что в них содержится от 10 до 60% H<sub>2</sub>O; от 2 до 50% H<sub>2</sub>; от 1 до 12% CH<sub>4</sub>; от 2 до 20% CO<sub>2</sub>; от 0 до 45% CO; от 2 до 38% N<sub>2</sub>; около 0,5–1,2% Ar. Кроме того, оказалось, что в этих включениях встречается этилен C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> (около 0,5%) и этиловый спирт C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH (от 0,05 до 3%). Свободный кислород в таких включениях нигде не обнаружен, что еще раз подтверждает резко восстановительные условия образования алмазов. **Весь этот специфический набор газов, по нашему мнению, практически однозначно свидетельствует об экзогенном (не ювенильном) происхождении флюидной фазы, из которой кристаллизовались алмазы в кимберлитах.**

### Изотопная геохимия алмазов и кимберлитов и лампроитов

Из рассмотренной модели образования алмазов следует, что в кимберлиты и лампроиты весь углерод поступал только из океанической коры и осадков. В эклогиты большая часть углерода также могла попадать с осадками, заполнявшими в свое время межподушечное пространство в древних лавовых потоках подводных излияний базальтов. В противоположность этому, в гранатовые перидотиты, являющиеся остатками третьего слоя океанической коры, весь углерод мог попадать только в процессе гидратации мантийных пород океанскими водами, насыщенными углекислым газом. При этом образование карбонатов происходило чисто хемогенным путем по реакции серпентинизации:



В присутствии плагиоклазов и пироксенов эта реакция должна была сопровождаться возникновением пирофиллита и кальцита



При повышенных температурах в зонах поддвига плит гидросиликаты вновь дегидратировались, а часть карбонатов по реакциям (1), (2), (4)–(8) диссоциировала с выделением CO<sub>2</sub> и CO.

При гидратации железосодержащих силикатов в присутствии углекислого газа должен был генерироваться и abiогенный метан



Разные источники углерода в алмазах, безусловно, должны были приводить к возникновению в них широких вариаций изотопных составов углерода. По данным Э. М. Галимова [4, 6, 43] вариации δ<sup>13</sup>C в алмазах меняются в широких пределах от +2,7 до –34‰, однако абсолютное большинство алмазов кимберлитовых трубок по вариациям δ<sup>13</sup>C попадает в интервал между –8 и –3‰ и не выходит, как правило, за пределы –10 и –2‰ (см. рис. 10). С точки зрения рассматриваемой модели, приведенные изотопные вариации угле-

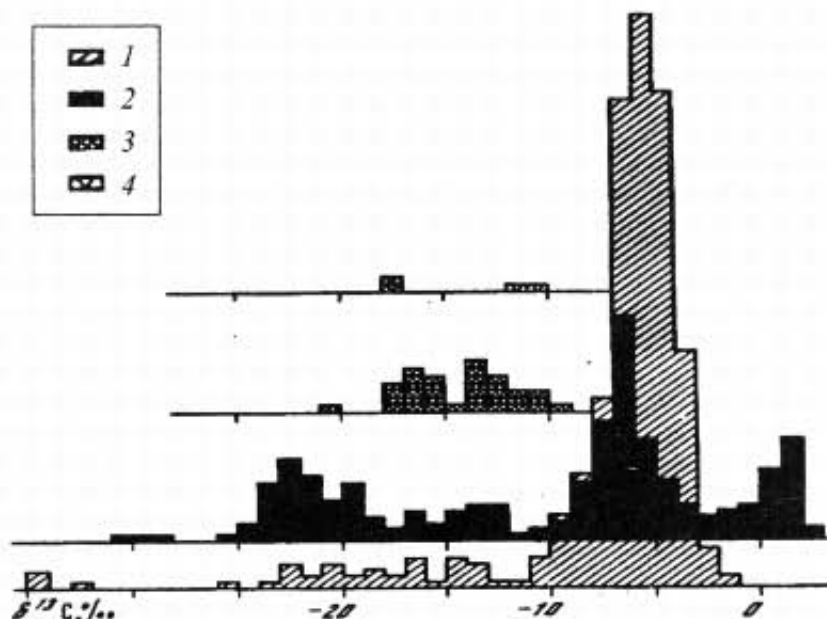
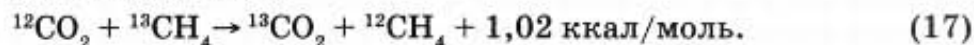


Рис. 10. Распределения изотопного состава углерода для разных типов их источников по Э. М. Галимову [4]: 1 — кимберлитовые трубки; 2 — россыпи; 3 — ударные кратеры; 4 — метаморфические породы.

рода объясняются тем, что весь углерод в природных алмазах экзогенного происхождения. При этом заметное обогащение углерода метана легким изотопом  $C^{12}$  происходило за счет вовлечения в реакции алмазообразования органического углерода  $C_{орг}$  и углерода абиогенного метана, испытавшего фракционирование, по реакции



Сама идея об участии  $C_{орг}$  в образовании алмазов не является новой. В разное время ее высказывали В. В. Ковальский и др. [14], Е. В. Францесон, В. С. и Н. В. Соболевы [22], Ф. В. Каминский [11, 33] и другие авторы, а для графитов Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко [21] и многие другие. Но только после последовательного применения теории тектоники литосферных плит к проблеме происхождения алмазов, такое предположение удалось обосновать количественно [25–27, 42, 29].

Из приведенных выше реакций образования алмазов (и графитов) следует, что их изотопный состав должен был существенно зависеть от составов участвующих в реакциях соединений углерода. Так, при образовании алмазов из углеводородов широкого спектра  $C_n H_{2n+k}$  и карбонатного углерода  $C_{карб}$  (в форме  $CO_2$  или  $CO$ ) изотопные сдвиги в алмазах определяются сравнительно простыми выражениями

$$\delta^{13}C_{алм} = \frac{4n\delta^{13}C_{орг} + (2n \pm k)\delta^{13}C_{карб}}{6n \pm k}, \quad (18)$$

$$\delta^{13}C_{алм} = \frac{2n\delta^{13}C_{орг} + (2n \pm k)\delta^{13}C_{карб}}{4n \pm k}. \quad (19)$$

Обычно считается, что в течение последних 3 млрд лет изотопные вариации углерода карбонатов были весьма незначительными  $\delta^{13}C_{карб} \approx \pm 2\%$ ,

хотя в раннем протерозое по некоторым данным они достигали  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} \approx +13 + 15\text{‰}$  по стандарту PDB [4, 20]. В то же время, изотопные сдвиги органического углерода, судя по данным М. Шидловского [51], в конце архея и раннем протерозое достигали  $(-40 \dots -45\text{‰})$ . В этом случае для алмазов, образовавшихся благодаря восстановлению  $\text{CO}_2$  найдем, что  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  в среднем равняется  $-12,5 \dots -15\text{‰}$ . При образовании же алмаза за счет восстановления окиси углерода  $\text{CO}$ , изотопные сдвиги в алмазах оказываются заметно меньшими:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  от  $-5$  до  $-5,3\text{‰}$ .

В рассматриваемой модели находит свое объяснение и описанная Э. М. Галимовым [6, 43] тонкая особенность распределения изотопов углерода в алмазах разного парагенезиса, выявленная при анализе алмазов из эклогитовых и перидотитовых ксенолитов. Оказывается, что описанные выше распределения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  в алмазах относятся только к кристаллам, образовавшимся в кимберлитовой матрице и эклогитах. В противоположность им, алмазы перидотитового парагенезиса характеризуются сравнительно узким распределением  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  (от  $-2$  до  $-8\text{‰}$ ) со средним значением  $-6\text{‰}$ , алмазы же эклогитов, как и кимберлитов, характеризуются более широким спектром  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  (рис. 11). Связана эта особенность с тем, что в эклогитах (как и в кимберлитах) алмазы могли формироваться из углерода осадков, заполнявших межподушечные пространства в базальтовых покровах и содержащих как карбонатную фазу, так и углеводороды органического происхождения (отсюда и большой разброс вариаций  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  в эклогитах). В алмазы же перидотитового парагенезиса углерод мог поступать только из хемогенных карбонатов, образовавшихся еще на стадии гидратации пород бывшей океан-

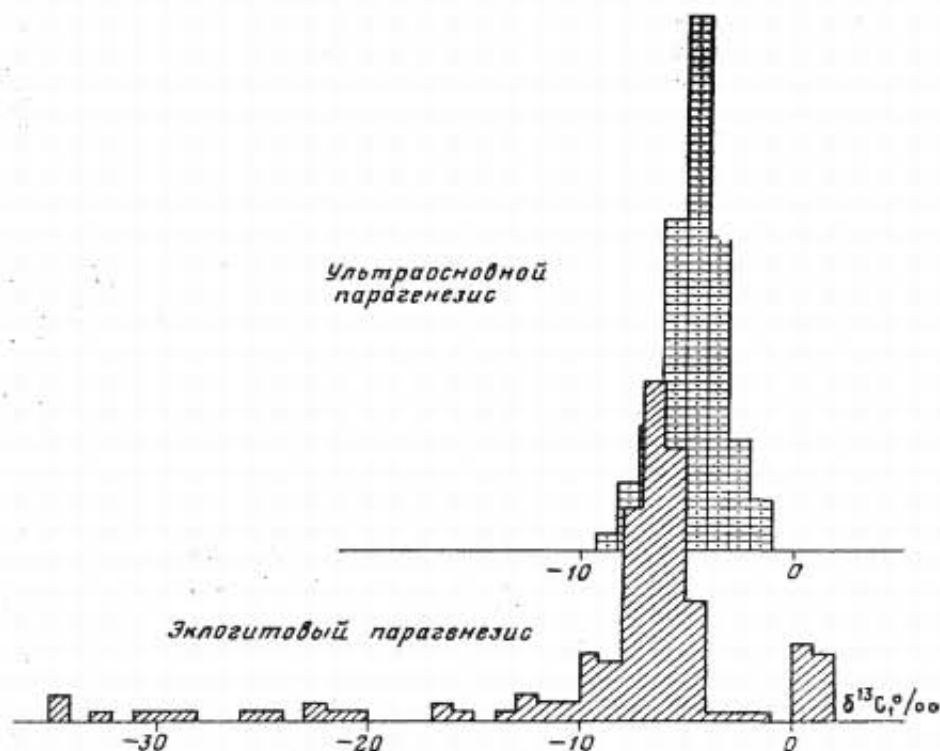


Рис. 11. Изотопный состав углерода алмазов ультраосновного и эклогитового парагенезисов по Э. М. Галимову [6].

ской коры по реакциям типа (14) и (15), и хемогенного метана, генерированного по реакциям типа (16). Поскольку углерод в такие карбонаты поступал из единого источника (из растворенного в придонных водах древних океанов  $\text{CO}_2$ ), то их изотопный состав должен был быть более однородным и отвечающим среднему значению  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  углекислого газа, растворенного в океанических водах.

Наибольшими вариациями в кимберлитах характеризуются изотопы водорода  $\delta\text{D}$ , которые меняются в широких пределах от  $-4$  до  $-100\%$  по стандарту SMOW [8]. В отличие от кимберлитов, в алмазах значения изотопных сдвигов водорода прямо противоположны и достигают  $\delta\text{D} \approx +180\%$  [16], что свидетельствует об аномальной обогащенности водорода алмазов дейтерием по сравнению с морской водой ( $\delta\text{D} = 0$ ) и осадками ( $\delta\text{D}$  от  $-30$  до  $-100\%$ ). Это, по-видимому, обусловлено процессом диффузии легких изотопов водорода из формирующихся кристаллов алмаза.

Изотопные вариации кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  в гидроксильных группах серпентина и флогопита, на которые приходится большая часть связанной в кимберлитах воды, лежат в пределах от  $+6$  до  $+12\%$  по стандарту SMOW. Вариации же  $\delta^{18}\text{O}$  в самой матрице кимберлитов (включая карбонатное вещество) еще шире и достигают  $+24\%$  [8], тогда как для мантийных пород  $\delta^{18}\text{O} \approx +5,5\%$  [37]. Предположить столь значительное изотопное фракционирование вещества в мантии очень трудно (а если говорить реально, то просто невозможно).

В рассматриваемой модели образования кимберлитов наблюдаемые распределения изотопов кислорода объясняются самым естественным образом. Гидратация осадков и коренных пород в резервуаре океанской воды приводит к накоплению тяжелого изотопа кислорода до  $+20\ldots+25\%$  в осадках и гидратированных породах, тогда как океанические воды компенсационно должны становиться более легкими [6].

Для кимберлитов и лампроитов очень характерны резко повышенные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), достигающие  $500\text{--}800$  г/т [2, 8]. Подобные концентрации РЗЭ можно встретить только в карбонатитах и сиенитах, имеющих родственное с кимберлитами происхождение, а также в фосфоритах и железомарганцевых рудоносных илах, в которых их концентрация доходит до  $880\text{--}970$  г/т [2]. Тогда как в ультраосновных породах мантии их содержание лежит в пределах от  $2\text{--}3$  до  $20\text{--}30$  г/т. При этом распределения РЗЭ в кимберлитах и в современных океанических осадках неплохо совпадают друг с другом, за исключением быть может только тяжелых РЗЭ (см. рис. 12). Однако при таком сравнении необходимо учитывать, что кимберлитовые расплавы в магматических очагах на глубинах существования гранатовой фации метаморфизма прошли длительную дифференциацию. Но известно, что при высоких давлениях гранаты, образующиеся в кимберлитах, преимущественно обогащаются тяжелыми РЗЭ [36]. После введения поправок в спектр РЗЭ океанических осадков на поглощение тяжелых РЗЭ гранатами из трубки Премьер, совпадение с распределением РЗЭ в кимберлитах из этой же трубки стало существенно лучшим. Аналогичная картина наблюдается в карбонатитах и лерцолитах.

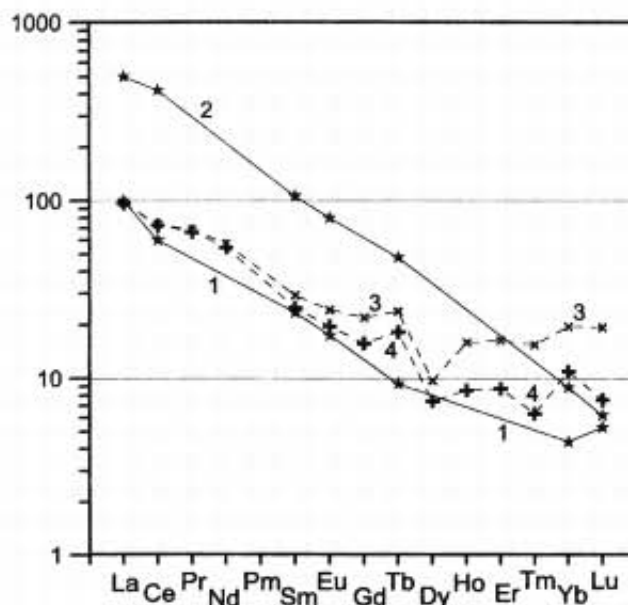


Рис. 12. Средние распределения редкоземельных элементов в кимберлитах и осадках. Данные нормированы по среднему хондритовому распределению [36]: 1 и 2 — распределения РЗЭ в кимберлитах трубки Премьер и Вессельтон, Южная Африка [8]; 3 — распределение РЗЭ в океанических осадках, рассчитано по данным [36]; 4 — разность между спектрами РЗЭ в осадках и гранатах из трубки Премьер.

В противоположность кимберлитам и родственным им породам, вещество эклогитов после своего образования не плавилось и, следовательно, не подвергалось столь же сильной дифференциации. Поэтому все полиморфные минеральные преобразования и метаморфизм эклогитов, в основном, должны были происходить изохимически. Именно поэтому эклогиты еще лучше сохранили основные черты распределения РЗЭ своих материнских пород — океанских толеитовых базальтов, выплавлявшихся в приповерхностных условиях океанических рифтовых зон (см. рис. 13). Об этом же свидетельствуют и существенные отличия спектра распределения РЗЭ эклогитов от щелочных базальтов, выплавляющихся на значительно больших глубинах, чем толеитовые базальты.

Помимо лантаноидов, кимберлиты и лампроиты существенно обогащены и другими литофильными элементами: Li, B, F, P, Cl, K, Ti, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th и U [8, 48 и др. работы]. Такая литофильная минерализация кимберлитов, совершенно не свойственная мантийным дифференциатам, по нашему мнению, также убедительно свидетельствует об осадочно-анатексистическом происхождении этих уникальных и в высшей степени интересных пород.

Описываемая модель формирования кимберлитов, лампроитов и карбонатитов полностью отвечает наблюдаемым в этих породах распределениям изотопов неодима и самария. Действительно, как отмечается Г. Фором [32], происходившее в прошлом частичное плавление мантии порождало магмы, имеющие более низкие отношения Sm/Nd по сравнению с мантийным веществом. Поэтому образовывавшиеся из такой магмы породы, например базальты и продукты их преобразования — коровые породы (гранитоиды и осадки), в настоящее время имеют более низкие отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , чем



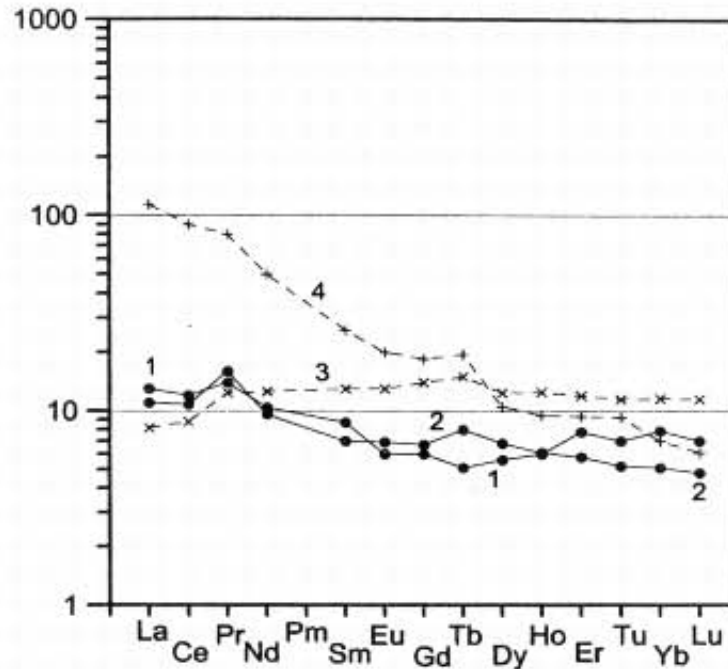


Рис. 13. Распределение редкоземельных элементов в эклогитах и базальтах, нормированных к хондритовому стандарту: 1 — эклогит трубки Робертс-Виктор [8]; 2 — средний эклогит; 3 — средний толеитовый базальт срединно-океанических хребтов; 4 — щелочной базальт (распределения 2–4 по работе [2]).

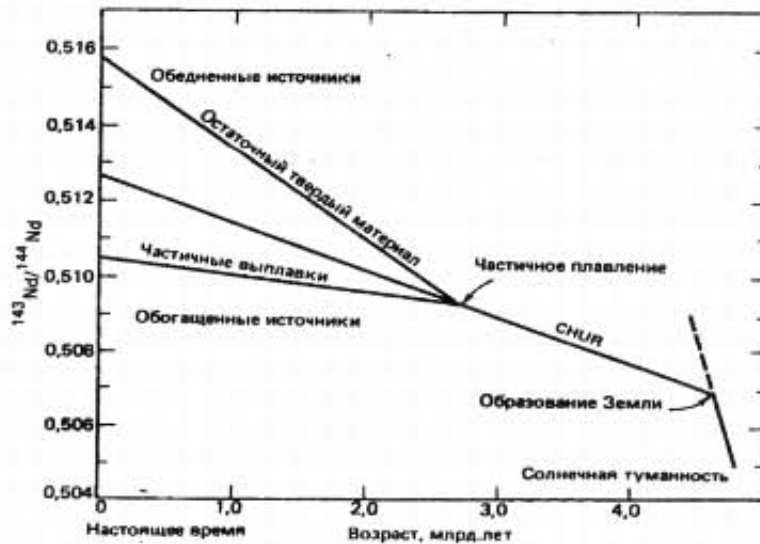


Рис. 14. Изотопная эволюция Nd в мантии (в хондритовом резервуаре CHUR) по Г. Фору [32]. Магма, образовавшаяся в результате частичного плавления мантии, имеет более низкое отношение Sm/Nd по сравнению с мантийным резервуаром, тогда как остаточная (реститовая) твердая фаза характеризуется более высокими отношениями Sm/Nd. В результате современные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в породах, образовавшихся из силикатного расплава, всегда оказываются меньшими, чем в мантии, а в породах, образовавшихся из реститов, наоборот — всегда большими.

в мантии, т. е. характеризуются отрицательными значениями  $\epsilon\text{Nd}$ . В противоположность этому твердые фазы мантийного вещества, которые остались после удаления из него образовавшихся расплавов, имеют более высокие отношения Sm/Nd, чем в резервуаре первичной мантии (рис. 14). При этом

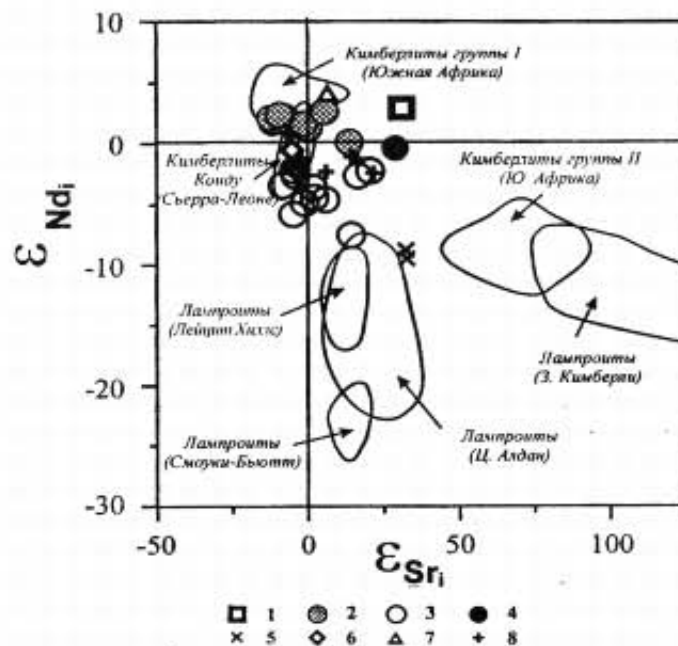


Рис. 15. Изотопный состав кимберлитов и родственных им пород Восточно-Европейской платформы и некоторых других регионов на диаграмме  $\epsilon\text{Nd}-\epsilon\text{Sr}$  [15]: 1 — Средний Тиман; 2–5 — Архангельские поля: 2 — Кепинское поле; 3 — Золотицкое поле; 4 — Верхотинское поле, трубка им. В. Гриба; 5 — пикриты, оливковые мелилититы; 6 — Терский берег [40]; 7 — Кандалакша [40]; 8 — кимберлиты Восточной Финляндии [49].

Г. Фор особо отмечает, что породы, образовавшиеся в прошлые геологические эпохи из таких остаточных (реститовых) твердых фаз, также будут характеризоваться повышенными значениями отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Следовательно, и карбонаты, возникшие в раннем протерозое из таких ультраосновных реститов путем их серпентинизации также должны были характеризоваться более высокими отношениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  по сравнению с современными мантийными породами и положительными значениями  $\epsilon\text{Nd}$ .

Для распределения стронция должна наблюдаться противоположная ситуация, поскольку радиоактивный рубидий при плавлении мантии в основном концентрируется в базальтовых расплавах. Учет этих факторов позволяет по неодиму и стронцию оценить источник поступления вещества в глубинные очаги расплавов. Так, если  $\epsilon\text{Nd} < 0$  и  $\epsilon\text{Sr} > 0$ , то кимберлитовые и лампроитовые расплавы произошли из дериватов мантии, т. е. из базальтов и продуктов их переработки — коровых пород и океанических осадков. Если же  $\epsilon\text{Nd} > 0$  и  $\epsilon\text{Sr} < 0$ , то в образовании глубинных расплавов приняло заметное участие и вещество мантийных реститов, например, серпентинитов офиолитовых комплексов и продуктов их разрушения (рис. 15).

### Механизм подъема кимберлитовых магм на поверхность Земли

Химико-плотностная конвекция в мантии, как известно, нестационарна и время от времени меняет свою конфигурацию. Поэтому на месте бывших нисходящих конвективных потоков через какое-то время (порядка

нескольких сотен миллионов лет), как правило, возникают обратные им — восходящие потоки. При этом режим сжатия меняется на прямо противоположный режим растяжения, который возникает за счет действующих на подошву литосферы растягивающих сил со стороны расходящихся от центра восходящего потока мантийных течений и благодаря “соскальзыванию” континентальной литосферы с мантийного поднятия (вздутия), обычно возникающего над центром восходящего потока в мантии.

При отсутствии жидких расплавов в литосфере на больших глубинах не могут возникать открытые трещины, поскольку под тяжестью вышележащих пород (значительно превышающей пределы их прочности) стенки таких трещин моментально будут “заплывать” благодаря пластическим деформациям вещества в окружающих частях литосферы. В большинстве работ, посвященных механизмам кимберлитового вулканизма [1, 38, 39, 29], подчеркивается, что быстрому подъему кимберлитовых магм на поверхность способствует их низкая вязкость. Выделение  $\text{CO}_2$  из магмы по мере ее подъема по трещине вверх должно снижать вязкость расплава и, тем самым, резко ускорять ее раскрытие и скорость распространения [38]. Реальные скорости подъема кимберлитовых магм достигают столь высоких значений, что они легко выносят с собой даже тяжелые ксенолиты эклогитов и гранатовых перидотитов.

Отсюда следует, что из-за перепада плотности между породами литосферы и кимберлитовыми расплавами ( $\Delta\rho \approx 0,5 \text{ г/см}^3$ ) последние должны были активно выжиматься из нижних частей трещины и внедряться в континентальную кору (рис. 15) под большим избыточным давлением

$$\Delta\rho \approx \Delta h \Delta\rho g, \quad (20)$$

где  $\Delta h$  — интервал глубин трещины в литосфере, заполненный расплавами;  $\Delta\rho$  — разность плотностей литосферы и кимберлитовой магмы,  $g \approx 10^3 \text{ см/с}^2$  — ускорение силы тяжести. Очевидно, такой механизм выжимания расплавов на поверхность Земли может действовать только при  $\Delta\rho > 10^8 \text{ дин/см}^2$ , но для этого необходимо выполнение неравенства  $\Delta h > 2 \text{ км}$ , что представляется вполне реальным условием.

Следовательно, открытие магмавыводящих трещин под влиянием растягивающих литосферу напряжений, скорее всего, должно происходить только за счет эффектов гидроразрыва вышележащих пород под воздействием избыточных давлений  $\Delta\rho$  в столбе поднимающихся магм, как это и показано на рис. 16, т. е. в случае, когда высота открытого участка магматического столба равна или превышает два километра.

Турбулизация магматического потока, способствующая выносу ксенолитов, в этих условиях начинается уже при скоростях  $\bar{U}_{\text{кр}} > 4 \text{ м/с}$ . Реальная же скорость подъема кимберлитовых расплавов должна находиться в пределах  $4 < \bar{U} < 160 \text{ м/с}$ . Скорее всего эта скорость близка к значению  $\bar{U} \approx 50 \text{ м/с}$ . При такой скорости подъема кимберлитовых магм (около 180 км/час) они пересекают всю литосферу с глубин около 200–220 км всего за 1–1,5 часа.

В связи с выполненными оценками скорости подъема кимберлитовых магм, еще раз подчеркнем, что только благодаря их высоким значениям



Рис. 16. Механизм развитие магмавыводящих каналов при кимберлитовом магматизме.

( $\bar{U} \gg 4$  м/с) могут выноситься на дневную поверхность плотные ксенолиты эклогитового и лерцолит-гранатового составов. Большой скоростью подъема этих магм, по-видимому, объясняется и то, что алмазы, метастабильные при низких давлениях и высоких температурах, все-таки успевают достаточно быстро “проскочить” опасную для них горячую зону графитизации и сохраниться в быстро охлаждавшихся после подъема кимберлитах.

### Критерии прогноза зон локализации алмазоносного магматизма

Таким образом, согласно рассмотренной здесь модели образования алмазов:

1. **Коренные алмазоносные породы — кимберлиты и лампроиты, а также родственные им породы формировались главным образом на архейской континентальной коре, хотя в некоторых случаях они могли внедряться в протерозойскую кору, но никогда не должны встречаться на молодых (фанерозойских) платформах и, тем более, на океаническом дне.**

2. **Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва, а также родственные им карбонатитовые и щелочно-ультраосновные интрузии главным образом располагаются над зонами поддвига плит свекофенского (карельского) возраста, функционировавшими около 2,0–1,8 млрд лет назад, хотя иногда могут возникать и над более молодыми гренвилльскими зонами поддвига плит.**

3. В соответствии с глубиной образования рассматриваемой серии пород и крутизной падения зон поддвига плит, ближе всего к фронту бывшей зоны поддвига плит, на расстояниях от 100 до 200–300 км от ее фронта располагаются щелочно-ультраосновные интрузии и натриевые карбонатиты. Затем (на расстоянии от 200 до 400 км) следует зона расположения кальцитовых карбонатитов и мелилититов, а иногда и неалмазоносных кимберлитов. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые диатремы располагаются дальше других аналогичных образований — приблизительно на расстоянии от 300 до 600–650 км от фронта зоны поддвига плит раннепротерозойского возраста.

Помимо уже выявленных алмазоносных провинций мира, с точки зрения рассматриваемого механизма формирования глубинных расплавов и происхождения алмазоносных пород, не менее перспективными провинциями представляются Балтийский щит, Русская платформа с Воронежским щитом, а также Украинский щит.

### Примеры некоторых известных алмазоносных провинций мира

Посмотрим теперь, насколько приведенным выше критериям поиска коренных алмазоносных пород соответствуют расположения кимберлитовых и лампроитовых трубок в наиболее известных алмазоносных провинциях мира. Начнем с классического примера Южной Африки.

В Южно-Африканской Республике кимберлиты распространены в пределах огромной территории Каапваальского архейского кратона между раннепротерозойским складчатым поясом Лимпопо на севере и раннепалеозойским Капским подвижным поясом на юге. Алмазоносным является и примыкающий с севера к поясу Лимпопо кратон Зимбабве. Оба архейских кратона в раннем протерозое оказались разъединенными и, по-видимому, располагались в экваториальном поясе и на значительном расстоянии друг

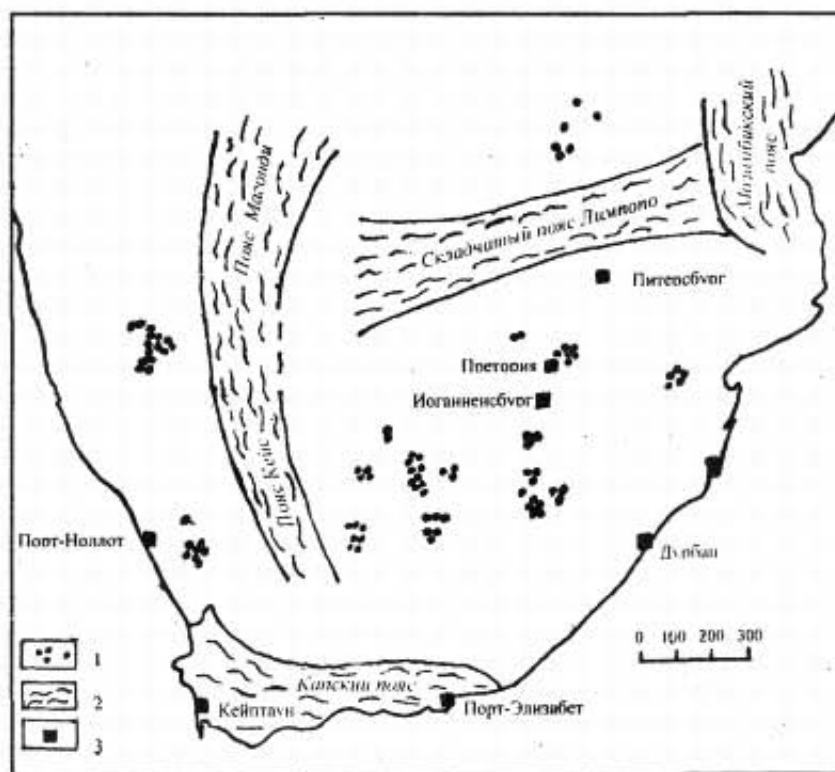


Рис. 17. Схема расположения кимберлитов на территории Южной Африки: 1 — расположение кимберлитовых трубок (Трофимов, 1980); 2 — Складчатые пояса: пояса Лимпопо, Кейс и Магонди образовались около 2,0–1,8 млрд лет назад, Мозамбикский пояс — позднепалеозойский, Капский пояс — раннепалеозойский (Хаин, 2001); 3 — города провинции. Поле кимберлитов к югу от пояса Лимпопо располагается на архейском кратоне Каапвааль, а к северу от этого пояса — на архейском кратоне Зимбабве. Западные поля кимберлитов прорывают протерозойские образования.

от друга. В конце же раннего протерозоя около 2,0 млрд лет назад оба эти кратона сомкнулись, сформировав складчатый пояс Лимпопо и единую протоплатформу Калахари. При этом краевые зоны подвижного пояса оказались надвинутыми на оба кратона — Каапваальский и Зимбабве [В. Е. Хаин, 2001]. Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что поддвиг океанических плит одновременно происходил под оба кратона — и под Каапвааль (в большей мере), и под Зимбабве. Кроме того, архейский возраст центральной зоны складчатого пояса Лимпопо показывает, что при столкновении рассматриваемых кратонов между ними оказался зажатым и небольшой террейн с более древней корой. После образования единой протоплатформы Калахари к ней оказались прижатыми с запада подвижные пояса Магонди и Кейс, развивавшиеся, как и пояс Лимпопо, в интервале 2,0–1,7 млрд лет

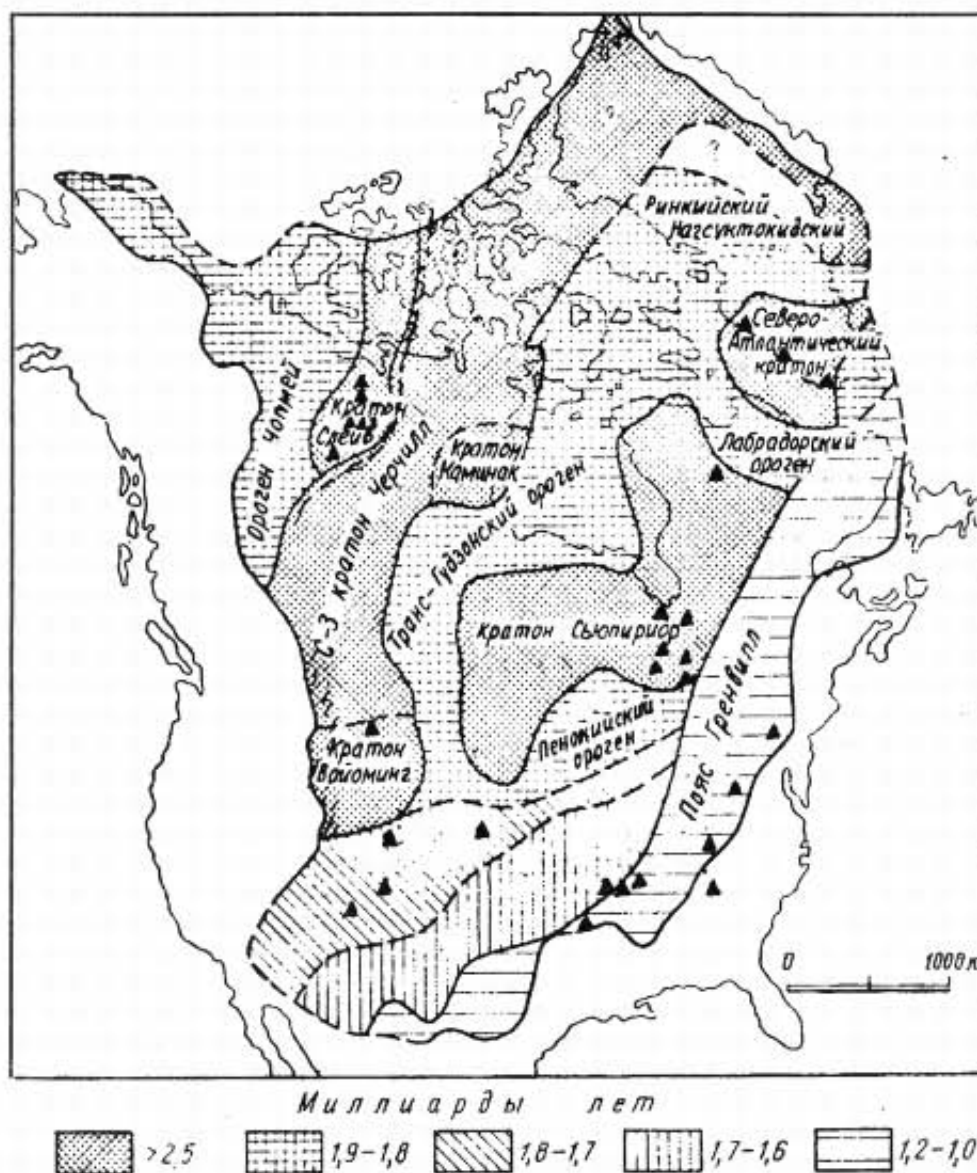


Рис. 18. Схема возрастного расчленения фундамента Северной Америки (по И. Хофману, взято из работы В. Е. Хаин и Н. А. Божко, 1988). На схему нанесены расположения кимберлитовых тел (черные треугольнички) по Дж. Доусону (1983), а для кратона Слейв — по данным, приведенным в работе (Харькив и др., 1998).

назад [Хаин, 2001]. Аналогичная ситуация наблюдалась и в окрестностях других алмазных провинций Африки — везде такие провинции граничат и либо даже окружены раннепротерозойскими складчатыми поясами, развивавшимися при формировании суперконтинента Мегатея около 2,0–1,8 млрд лет назад.

Основная масса алмазоносных кимберлитов Северной Америки расположена на архейских кратонах Слейв и Сьюпириор, отделенных друг от друга Транс-Гудзонским складчатым поясом свекофеннского возраста, возникшим около 1,9–1,8 млрд лет назад при формировании Мегатеи. (рис. 18). Помимо кимберлитов, в краевых частях Северо-Американской платформы известны проявления и лампроитового магматизма [О. А. Богатиков и др., 1991]. После проведения разведочных работ в 90-х годах прошлого века выяснилось, что кратон Слейв может стать одной из богатейших алмазоносных провинций мира (Харькив и др., 1998).

Как следует из рис. 18, часть кимберлитовых тел Северной Америки оказались расположенными не на архейской, а на протерозойской коре. По-видимому, происхождение этих кимберлитов было связано либо с рифейскими импульсами железонакопления, либо с тем, что протерозойские образования Северной Америки в свое время были надвинуты на архейскую кору.

Аналогичная ситуация наблюдается и в Западной Австралии. Как описывается в фундаментальной монографии А. Джейкса, Дж. Луиса и К. Смита [7] “основное структурное положение кимберлитовых и лампроитовых интрузий в Западной Австралии определяется нахождением их в пределах раннепротерозойских подвижных зон, располагающихся по границам архейских ядер, несмотря на то, что эти зоны могут быть покрыты фанерозойским осадочным чехлом” (рис. 19). Здесь, правда, следует обратить внимание, что под выполненной рифейскими отложениями впадиной Кимберли предполагается существование архейского блока, окруженного с юга и востока раннепротерозойскими складчатыми системами, соответственно Кинг-Леопольд и Холлс-Крик. При этом возраст заключительных деформаций (кратонизации) всей этой области Западной Австралии оценивается как 1850–1890 млн лет назад [35]. Отсюда можно заключить, что, как и в Северной Америке, большая часть кимберлитовых и лампроитовых интрузий Западной Австралии возникла на архейской коре, а соответствующие глубинные расплавы под ней возникли во время раннеархейского эпизода поддвига плит, одновозрастного со свекофеннским орогенезом Балтийского щита. То, что в Австралии, как и в Северной Америке встречаются и кимберлиты, и лампроиты может свидетельствовать о том, что эти кратоны при расколе Мегатеи последовательно дрейфовали из тропического пояса в бореальный, а затем, при формировании Мегатеи вновь попадали в тропический пояс.

Рассмотрим еще один классический пример Якутской алмазоносной провинции, расположенной в восточной половине Сибирской платформы, описание тектонического строения которой проведем по монографии В. Е. Хаина [35]. Фундамент Сибирской платформы выходит на поверхность

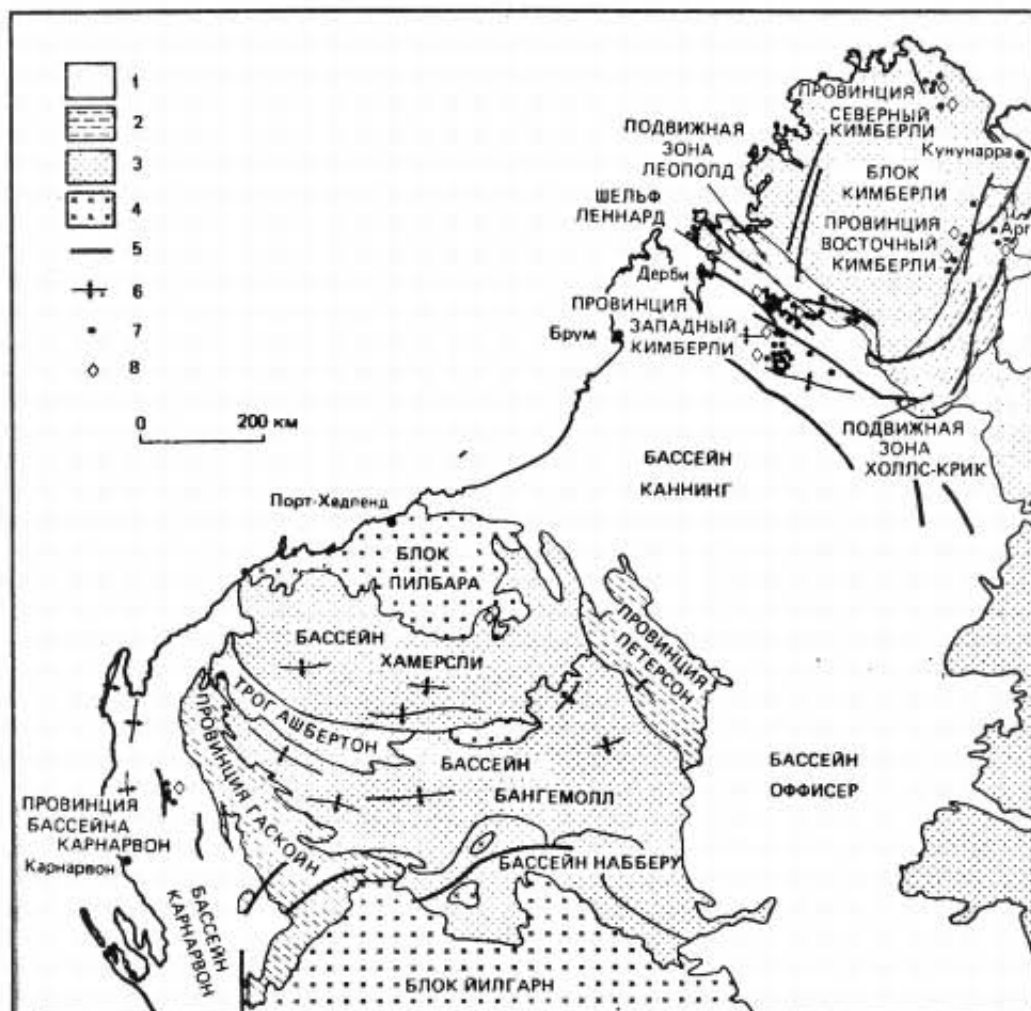


Рис. 19. Основные тектонические структуры Западной Австралии и размещение кимберлитовых и лампроитовых провинций [7]: 1 — регионы, перекрытые фанерозойскими отложениями; 2 — протерозойские складчатые пояса; 3 — протерозойские бассейны; 4 — архейские кратоны; 5 — разломы; 6 — оси складок; 7 — интрузии лампроитов и кимберлитов; 8 — месторождения алмазов.

в двух крупных щитах: на севере — в Анабарском, а на юго-востоке — в Алданском. Алмазоносными являются, в основном, Анабарский мегаблок и, частично, Алданский мегаблок (рис. 20). Центральная часть Алданского мегаблока сложена гранит-зеленокаменными породами, среди которых преобладают позднеархейские образования возрастом около 2,75 млрд лет, хотя встречаются и среднеархейские. В составе Анабарского массива выделяются три блока, разделенные поясами складчатости возрастом около 1,9–1,8 млрд лет, вдоль которых происходит поддвиг западных блоков под восточные. Возрасты западного (Маганского) и центрального (Далдынского или Центрально-Анабарского) блоков равны 3,2 млрд лет. Причленение западного (Тунгусского) мегаблока к остальным частям Сибирской платформы, по-видимому, произошло во второй половине раннего протерозоя около 1,9–1,8 млрд лет назад, поскольку именно этому времени соответствует эпоха кратонизации платформы, тогда как в раннем рифее (т. е. при разрушении суперконтинента Мегатея) уже началась авлакогенная стадия развития Сибирской платформы.



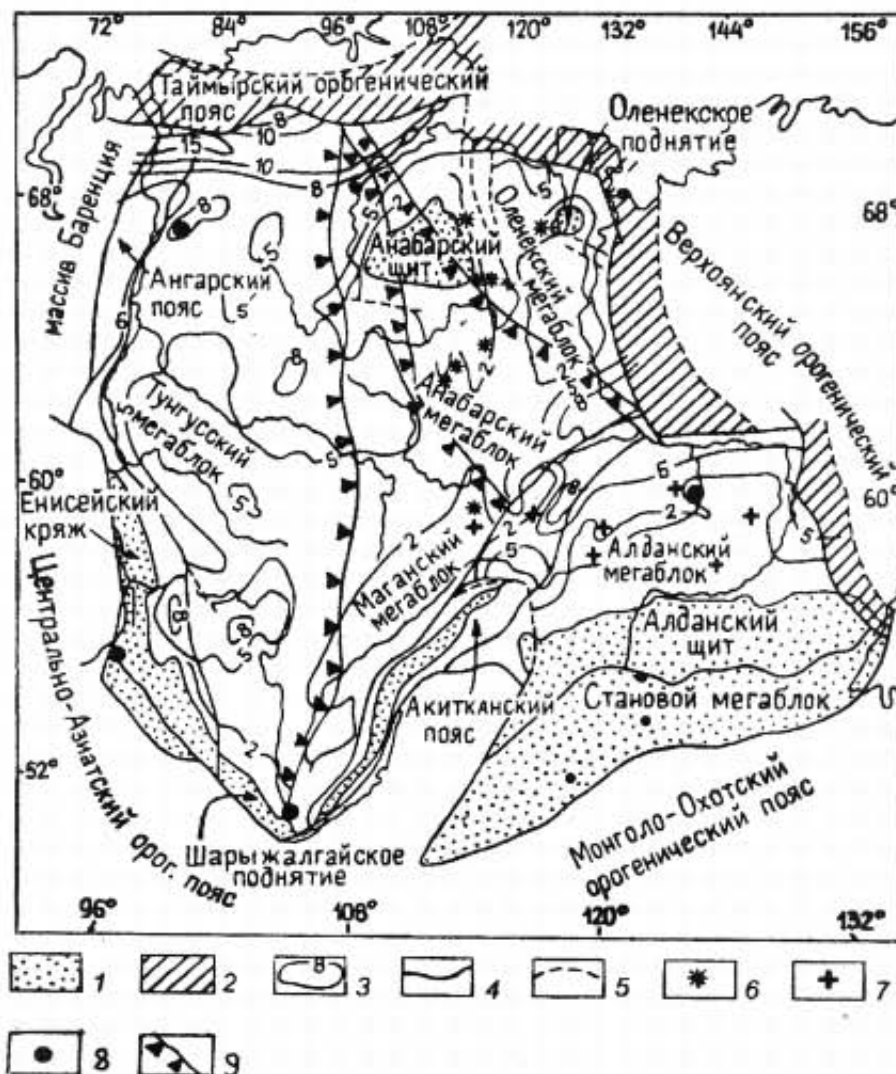


Рис. 20. Тектоническая карта-схема Сибирского кратона (по Rosen et al., 1994, взято из монографии В. Е. Хаина, 2001) с изменениями: 1 — области основных выходов фундамента на поверхность; 2 — палеозойские и мезозойские надвиговые пояса периферии кратона; 3 — мощность платформенного чехла (контуры, в км); 4 — главные сuture; 5 — разломы в платформенном чехле; 6 — пояса кимберлитов; 7 — то же с коровыми ксенолитами; 8 — скважины, вскрывшие докембрийский фундамент; 9 — предполагаемые зоны поддвига плит вдоль Байкало-Таймырской сuture и восточных блоков Анабарского массива (наша интерпретация).

О возрасте западного (Тунгусского) мегаблока судить трудно, поскольку он перекрыт мощной толщей платформенного чехла. Однако тот факт, что в Енисейском кряже и на юго-западе мегаблока обнажаются архейские породы, по нашему мнению, свидетельствует о том, что и сам мегаблок имеет архейский возраст. Судя по геофизическим данным, Байкало — Таймырский шовный пояс представляет собой зону поддвига плит, вдоль которой Тунгусский мегаблок поддвигается под Анабарский мегаблок. В этом случае, например, происхождение полей развития кимберлитов начиная от Мирнинского до Далдынского и Верхнемунского, а также мезозойских диатрем, примыкающих к Анабарскому щиту (см. рис. 20), можно объяснить затягиванием железистых осадков раннепротерозойского Центрально-Сибир-

ского палеоокеана под Меганский и Анабарский архейские мегаблоки. Во всех этих случаях расстояние между фронтом зоны субдукции Байкало — Таймырской шовной зоны и этими полями распространения кимберлитов как раз составляет 400–500 км. Все же восточные поля распространения кимберлитов, по-видимому, связаны с зонами поддвига Маганского блока под Далдынский и Далдынского блока под восточный Хапчанский.

Таким образом, на Сибирской платформе, как и в Южной Африке, мы имеем дело с классическим примером формирования кимберлитовых пород за счет затягивания раннепротерозойских пелагических (железистых) осадков тропической зоны под архейские кратоны. В противоположность этому, лампроитовый магматизм Алданского щита указывает на то, что этот щит в раннем протерозое мог какое-то время располагаться и в бореальной или даже в полярной зоне и под него затягивались обедненные карбонатами, но обогащенные кремнеземом, магнием и калием осадки высоких широт.

### **Основные черты строения и развития Балтийского щита**

Для прогноза местоположения щелочно-ультраосновного и алмазонасного магматизма наиболее важной задачей является нахождение раннепротерозойских шовных структур свекофеннского возраста — следов бывших зон поддвига плит океанической коры под архейские кратоны и определение направления их падения.

После распада суперконтинента Монгея около 2,4–2,2 млрд лет назад геодинамическая обстановка на Балтийском щите сменилась режимом повсеместного сжатия. Закрытие раннепротерозойских океанических бассейнов около 2,0–1,8 млрд лет назад сопровождалось широкомасштабным поглощением океанической коры в зонах поддвига плит к юго-западу от Кольской архейской литосферной плиты. В результате произошедшей после этого коллизии ранее обособленных архейских микроконтинентов и террейнов, произошла консолидация Карело-Кольского мегаблока и Свекофеннской области с образованием эшелонированных шовных зон — следов бывших зон поддвига плит (рис. 21).

Особенности пространственного расположения, внутреннего строения и возраст образования вулканогенно-осадочных комплексов позволяют предположить наличие в Карело-Кольском мегаблоке, по крайней мере, четырех — пяти зон палеосубдукции, падающих на северо-восток (рис. 21). И с каждой такой зоной палеосубдукции может быть связана своя зона проявления кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма.

Выше, при описании механизмов формирования щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм, подчеркивалась прямая связь между глубиной их зарождения и расстоянием от фронтов раннепротерозойских зон поддвига плит (см. рис. 4). Именно поэтому взаимное расположение зон субдукции свекофеннского возраста и более молодых рифтогенных разломов рифейского, каледонского и герцинского возрастов имеют определяющее значение для прогноза участков возможного проявления кимберлитового магматизма.

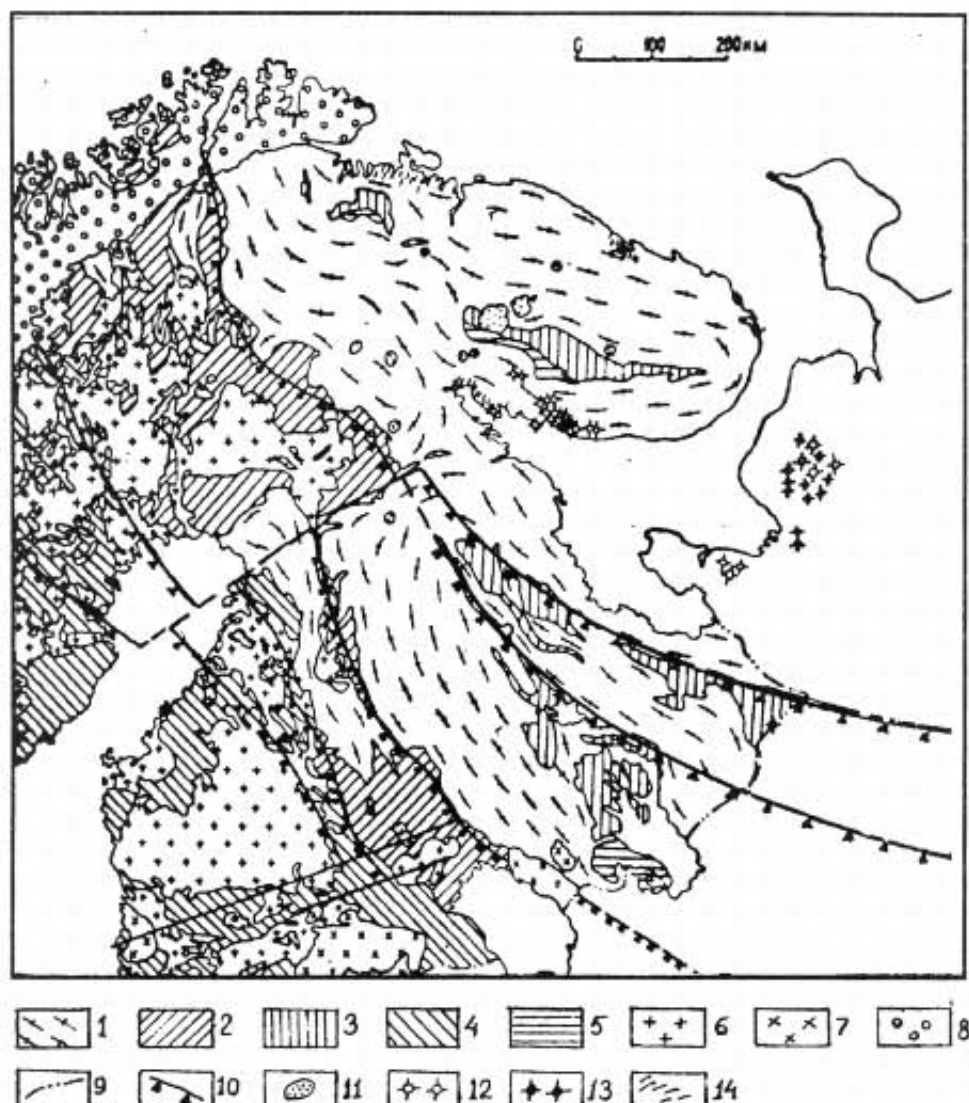


Рис. 21. Схематическая геологическая карта восточной части Балтийского щита: 1 — Континентально-коровые ассоциации архея; 2–3 — осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы возраста 2,5–2,2 млрд лет; 2 — островодужные и офиолитовые; 3 — рифтогенные, островодужные и офиолитовые; 4–5 — осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы возраста 2,2–1,9 млрд лет: 4 — островодужные и офиолитовые, 5 — рифтогенные, островодужные и офиолитовые; 6 — свекофенские (1,9 млрд лет) граниты и гранитоиды; 7 — граниты рапакиви (1,4 млрд лет); 8 — аллохтонные покровы каледонского возраста; 9 — граница распространения палеозойского осадочного чехла Русской платформы; 10 — зоны субдукции и направления поддвига океанических плит раннепротерозойского возраста (1,9–1,8 млрд лет); 11 — интрузии щелочно-ультраосновного состава; 12 — трубки взрыва пикритового и мелилититового составов; 13 — кимберлиты; 14 — дайки щелочно-ультраосновного и основного составов.

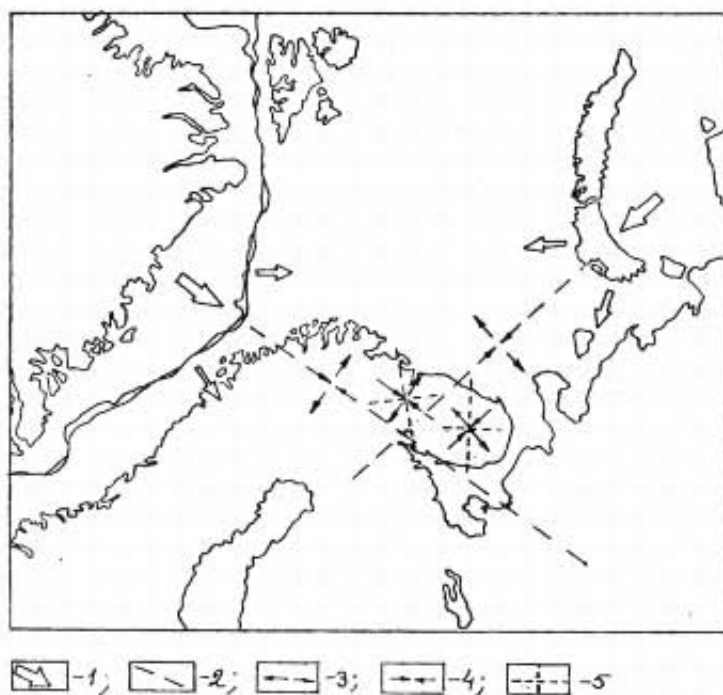
Окончательное закрытие Свекофенских океанов произошло около 1,9–1,8 млрд лет назад. С тех пор и до наших дней Карело-Кольский мегаблок архейской коры и примкнувшие к нему раннепротерозойские структуры Свекофенид характеризуются только платформенными режимами развития континентальной коры.

Новая крупная активизация тектонических процессов в рассматриваемом регионе произошла в конце ордовика около 480–450 млн лет назад при закрытии палеоатлантического океана Япетус. Процесс закрытия

палеоокеана Япетус можно восстановить по современной конфигурации шельфов континентальных плит северной части Атлантического океана и полосчатым магнитным аномалиям, а также по характеру строения каледонской аллохтонной пластины в северной части Балтийского щита, маркирующей древнюю зону сочленения. При этом клиновидная форма восточной части Гренландской литосферной плиты при столкновении с Европейской плитой должна была привести к возникновению растягивающих напряжений в северной части Балтийского щита по линии Северная Норвегия — Кольский полуостров — Архангельская область, т. е. с северо-запада на юго-восток (рис. 22).

Аналогично этому, при закрытии девонского Палеоуральского океана и при столкновении в конце карбона Западносибирской эпипалеозойской платформы с Русской платформой, по-видимому, произошло заложение зоны растягивающих напряжений по линии Новая Земля — остров Нокуев — г. Кандалакша — Ботнический залив (см. рис. 22). При этом выступ Карской плиты, отмеченный коленообразным изгибом складчатых структур Новой Земли, подобно клину внедрился в Баренцевоморскую платформу.

В результате этих событий в северо-восточной части Балтийского щита возникли системы ортогональных сдвиговых смещений, на пересечении которых образовались разломы растяжения — естественные каналы вывода глубинных магм на поверхность Земли. С заложением и обновлением опи-



**Рис. 22.** Схема, показывающая механизм возникновения обстановок растяжения и сжатия при столкновениях Американско-Гренландской и Западносибирско-Карскоморской плит с Балтийско-Баренцевоморской плитой соответственно около 400 и 320 млн лет назад [28]: 1 — направления давления плит; 2 — генеральные простирания зон сжатия и растяжения; 3 — напряжения растяжения; 4 — напряжения сжатия; 5 — характерные простирания субмеридиональных и субширотных сдвиговых разломов, оперяющих под углами  $45^\circ$  главные зоны сжатия и растяжения.

санных выше систем разрывных нарушений около 450–320 млн лет назад, по-видимому, следует связывать интенсивно проявившийся в пределах Балтийского щита и севера Русской платформы магматизм щелочно-ультраосновного и кимберлитового ряда. Массивы щелочно-ультраосновных интрузий локализованы в центральной части Кольского полуострова и восточной Финляндии (см. рис. 21). Зона распространения трубок взрыва находится к востоку от области локализации интрузий щелочно-ультраосновного состава и занимает компактное положение в пределах Ермаковского грабена. Отдельная трубка взрыва найдена в районе губы Ивановской на побережье Баренцева моря. В Архангельской области трубки взрыва, объединенные в Зимнебережную область кимберлитового и мелилититового магматизма, были обнаружены еще в начале 80-х годов XX века (см. рис. 21).

Подавляющее большинство трубок взрыва Кольского полуострова, расположенных на Терском берегу Кандалакшского залива, имеют мелилититовый состав, тогда как в Архангельской области проявился и мелилититовый и более глубинный — алмазонасный кимберлитовый магматизм. Кроме интрузий и трубок взрыва, каледонский и герцинский магматизм Кольского полуострова характеризовался широким распространением комплекса даек, которые образуют в пространстве две обособленные области. Одна из них протягивается вдоль Мурманского побережья от северной Норвегии до губы Ивановская на востоке (см. рис. 21). Дайки имеют преимущественно щелочно-ультраосновной состав пород. Встречаются и дайки долеритов, которые занимают в основном западную часть зоны распространения.

При эшелонированном расположении раннепротерозойских зон поддвига плит, как это наблюдается в Карело-Кольском кратоне, очевидно, возможно, пространственное совмещение комплексов щелочно-ультраосновного, переходного по глубинности карбонатитового, мелилититового и даже кимберлитового магматизма, как это и показано на рис. 2.

## Выводы

Алмазонасные породы образуются благодаря переплавлению пелагических океанических осадков, затянутых на большие глубины по древним зонам поддвига плит под континенты. Однако, только тяжелые железорудные осадки, плотность которых превышала среднюю плотность континентальных литосферных плит (около  $3,2 \text{ г/см}^3$ ), могли погружаться на большие глубины вплоть до подошвы этих плит. Из геологической летописи известно, что такие осадки отлагались только в конце архея и во второй половине раннего протерозоя. Но в архее, из-за высокой тектонической активности, еще не существовало зон поддвига плит, так как их роль тогда выполняли зоны скупивания тонких базальтовых пластин, следы которых сохранились до сих пор в виде архейских зеленокаменных поясов. Кроме того, благодаря высоким тепловым потокам толщина континентальных литосферных плит (вместе с континентальной корой) в архее не превышала

60–80 км. В противоположность этому, в протерозое тектоническая активность Земли резко снизилась, и ее дальнейшее развитие пошло по законам тектоники литосферных плит: возникли зоны поддвига плит, а мощность континентальных литосферных плит (вместе с земной корой) быстро возросла до 200–250 км. Именно по этой причине расплавы глубинных алмазодносных пород — кимберлитов и лампроитов могли возникать только во второй половине раннего протерозоя около 2,2–1,9 млрд лет назад. О том, что кимберлиты, лампроиты и родственные им породы возникли из древних океанических осадков, свидетельствуют их химические составы, резкое обогащение литофильными элементами и распределение редкоземельных элементов. При этом кимберлиты, вероятнее всего, образовались благодаря переплавлению богатых карбонатами пелагических осадков тропического пояса, а лампроиты — за счет осадков бореальных и полярных зон Земли. Составы же эклогитовых ксенолитов практически эквивалентны составам океанических толеитовых базальтов, выплавляющихся на малых глубинах. Образование алмазов объясняется восстановлением углерода за счет экзотермических реакций его оксидов с углеводородами органического происхождения. Поэтому весь углерод в алмазах только экзогенного происхождения. Об этом свидетельствуют изотопные данные и газовой-жидкие включения в алмазах, содержащие воду, углекислый газ, азот, метан и другие углеводороды вплоть до этанола.

Работа выполнена при поддержке общественного фонда содействия российской науке.

1. *Артюшков Е. В., Соболев С. В.* Механизмы подъема с глубины кимберлитовой магмы. Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 236, № 3. — С. 692–695.
2. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. — 267 с.
3. *Богатилов О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А., Махоткин И. Л. и др.* Лампроиты. М.: Наука, 1991. — 302 с.
4. *Галимов Э. М.*  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  алмазов. Вертикальная зональность алмазообразования в литосфере // Труды 27-го Международного геологического конгресса, докл. — 11, секц. С 11. Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984. — С. 110–123.
5. *Галимов Э. М.* О возникновении и эволюции океана по данным об изменениях  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  осадочной оболочки Земли в ходе геологического времени // Докл. АН СССР, 1986. — 284. — № 5. — С. 977–981.
6. *Галимов Э. М.* Проблемы геохимии углерода // Геохимия, 1988. — № 2. — С. 258–278.
7. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. — 430 с.
8. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, — 1983. — 300 с.
9. *Жариков В. А.* Основы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1980. — 420 с.
10. *Илупин И. П., Ваганов В. И., Прокопчук Б. И.* Кимберлиты. Справочник. М.: Недра, 1990. — 248 с.
11. *Каминский Ф. В.* О геохимических циклах углерода в процессах природного алмазообразования // Тез. Докл. Всесоюз. Совещ. по геохимии углерода. М. — 1981.
12. *Каминский Ф. В.* Алмазодносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра. — 1984. — 173 с.
13. *Кашинцев Г. Л.* Глубинные породы океана. М.: Наука, 1991. — 279 с.

14. Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров, О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М.: Наука, 1969.— 288 с.
15. Кротков В. В., Кудрявцева Г. П., Богатиков О. А. и др. Новые технологии разведки алмазных месторождений.— ГЕОС, 2001.— 310 с.
16. Мальцев К. А., Галимов Э. М. Изотопный состав водорода в алмазах // Докл. АН СССР, 1989.— 308, № 6.— С. 1451–1453.
17. Монин А. С., Сорохтин О. Г. О затягивании осадков на большие глубины под континенты // Докл. АН СССР, 1986.— 286,— № 3.— С. 583–586.
18. Перчук Л. Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР, 1977.— Т. 233, № 3.— С. 456–459.
19. Перчук Л. Л. Пироксеновый барометр и “пироксеновые геотермы” // Докл. АН СССР, 1977.— 233.— № 6.— С. 1196–1199.
20. Семихатов М. А., Раабен М. Е., Сергеев В. Н., Вейс А. Ф., Артемова О. В. Биотические события и положительная изотопная аномалия карбонатного углерода 2,3–2,06 млрд лет назад // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999.— 7. № 5.— С. 3–27.
21. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах доукембрия // Труды Геол. Ин-та АН СССР, вып. 277 М.: Наука, 1975.— 140 с.
22. Соболев В. С., Соболев Н. В. Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР, 1980.— 250, № 3.— С. 683–685.
23. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.— 264 с.
24. Соболев Н. В. Парагенезисы алмаза и проблемы глубинного минералообразования // Записки Всесоюз. Минерал. Об-ва, 1983, вып. СХІІ.— № 4.— С. 389–397.
25. Сорохтин О. Г. Строение континентальных литосферных плит и происхождение кимберлитов. В кн.: Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит.— М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1981.— С. 161–168.
26. Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов // Обзор: “Общая и региональная геология, геологическое картирование”. М.: ВИЭМС, 1985.— 48 с.
27. Сорохтин О. Г. Образование алмазоносных кимберлитов и родственных им пород с позиций тектоники литосферных плит. // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. Л.: ВСЕГЕИ, 1987.— С. 92–107.
28. Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига плит // Изв. АН СССР, Физика Земли.— № 5, 1976.— С. 3–10.
29. Сорохтин О. Г., Митрофанов Ф. П., Сорохтин Н. О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996.— 144 с.
30. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ.— 2002.— 560 с.
31. Трофимов В. С. Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 1980.— 304 с.
32. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир 1989.— 592 с.
33. Францессон Е. В., Каминский Ф. В. Карбонадо — разновидность алмаза некимберлитового происхождения // Докл. АН СССР, 1974.— 219.— № 1.
34. Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л. Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород // Океанология, Геология океана, осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.— С. 69–87.

35. Хаун В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001.— 606 с.
36. Хескин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968.— 188 с.
37. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983.— 200 с.
38. Anderson O. L. The role of fracture dynamics in kimberlite pipe formations // Boyd F.R., Meyer H.O.P. (Eds.) Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. Washington, AGU, 1979.— P. 344–353.
39. Artyushkov E. V., Sobolev S. V. Physics of kimberlite magmatism // Kimberlites I: kimberlites and related rocks. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 1984.— P. 309–322.
40. Beard A. D., Downes H., Hegner E. et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia; implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Mineral. Petrol., 1998. V. 130.— P. 288–303.
41. Boyd F. R. A pyroxene geotherm. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973.— 27.— P. 2533–2546.
42. Eldridge C. S., Compston W., Williams I. S., Harris J. W., Bristow J. W. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. Nature, 1991.— 353.— P. 649–653.
43. Galimov E. M. Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991.— 55.— N 6.— P. 1697–1708.
44. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond. J. Geophys. Res., 1976.— 81.— P. 2476–2470.
45. Melton C. E., Giardini A. A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. Amer. Miner.— 1974.— 59.— P. 775–782.
46. Melton C. E., Giardini A. A. Experimental results and theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds. Amer. Miner.— 1975.— 60.— P. 413–417.
47. Mercier J. C. C., Carter N. L. Pyroxene geotherms. J. Geophys. Res., 1975.— 80.— P. 3349–3362.
48. Muramatsu Y. Geochemical investigations of kimberlites from the Kimberley area, South Africa. Geochem J.— 1983.— 17.— № 2.— P. 71–86.
49. O'Brien H. E., Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland. In: Proc. VII Int. Kimberlites Conf. 1999.— 2.— P. 625–636.
50. Takahashi I. Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. J. Geophys. Res.— 1986.— 91.— N 89.— P. 9367–9382.
51. Schidlowski M. Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1987.— 15.— P. 47–72.
52. Sharp W. E. A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites. Earth Planet. Sci. Lett. 1974.— 21.— P. 351–354.

Подано механізм утворення алмазоносних порід шляхом затягування порід океанічної кори та залізистих океанічних осадків раннього протерозою по давнім зонам субдукції під архейські щити.

It is described the gearing of the diamond-bearing rocks formation owing to the drag of paleoproterozoic ocean crust rocks and ferruginous oceanic sediments through the ancient subduction zones under archean shields.