

**ЭЛЕКТРОННЫЙ НАУЧНО-ИНФОРМАЦИОННЫЙ ЖУРНАЛ
"ВЕСТНИК ОГГГГН РАН" № 2(17)'2001**

*РАЗДЕЛ: ПУБЛИКАЦИИ НАУЧНОГО СЕМИНАРА ПО ПРОБЛЕМАМ
ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ*

**РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ
В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕСТРУКЦИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

А.А.Маракушев

Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, г.Москва

УДК 551 2/3

Опубликовано 25 мая 2001 г.

URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2001/marakushev.htm#begin

© 2001 ОГГГГН РАН, ОИФЗ РАН

Содержание:

Введение

1. Орогенез

2. Кратонизация

3. Тафрогенез

Заключение

Литература

ВВЕДЕНИЕ

Развитие магматизма в глубинных зонах Земли сопровождается магматическим замещением мантийного и корового субстратов, посредством которого осуществляется его интрузивный характер при участии восходящих потоков фильтрующихся через расплавы (трансмагматических) флюидов [1]. В настоящей работе показывается большое влияние магматического замещения на формирование складчатой континентальной коры и ее деструктивные преобразования, которые, как нам кажется, недостаточно учитываются в традиционных геодинамических концепциях.

Развитие континентальной земной коры осуществляется циклично, схематически подразделяясь в каждом цикле на орогенез, следующий за складчатостью, кратонизацию с превращением горных поясов в платформы, и тафрогенез, охватывающий рифтогенное разрушение континентальной платформенной коры вплоть до ее замещения океанической корой.

1. ОРОГЕНЕЗ

Орогенез непосредственно следует за образованием складчатых поясов на континентальных окраинах и относится к наиболее конструктивным факторам преобразования континентальной коры, обеспечивая совместно с тектоническим скупиванием при складчатости, увеличение ее мощности до 65-75 км.

К главным процессам орогенного преобразования земной коры относится гранитизация, в результате развития которой формируется гранитный слой коры, определяемый по скорости прохождения продольных сейсмических волн 5.8-6.3 км/с. В орогенных системах гранитный слой занимает верхнюю часть коры, распространяясь до глубины около 30 км, фиксируемой поверхностью Конрада. Ниже располагается промежуточный диоритовый слой (6.4-6.7 км/с) и затем базитовый (так называемый базальтовый) слой основных гранулитов (6.8-7.6 км/с), непосредственно залегающий на ультраосновной мантии (8.0-8.4 км/с) и отделяющейся от коры поверхностью Мохоровичича (Мохо, М) на глубине 65-75 км. Такое строение земной коры, глубоко вдающейся в ультраосновную мантию (в виде так называемых “корней гор”), складывается в результате аллохимического метаморфизма (флюидной дебазификации) пород земной коры и мантии, кульминация которой выражается формированием гранитного слоя. Остановимся на этом подробнее.

Вулканизм орогенных областей представлен преимущественно андезитами, а плутонизм – гранитами. Это различие обусловлено возрастанием с глубиной флюидного давления, смещающего андезитовую эвтектику (около 60% SiO₂), свойственную питающим вулканы очагам, на гранитную (72% SiO₂), отвечающую экстенсивному развитию гранитного плутонизма в орогенных структурах на глубинах 20-30 км, на которых достигается температурный минимум развития магматизма 700-750°C.

С дальнейшим увеличением глубины флюидное воздействие на магматизм перекрывается влиянием литостатического давления – фактора противоположного флюидному воздействию, препятствующего развитию магматизма (повышающего температуру кристаллизации магм). Под влиянием этого фактора гранитный магматизм редуцируется с глубиной, ограничиваясь гранитным слоем земной коры. В пределах этого слоя он развивается путем магматического замещения самых разнообразных по составу осадочно-вулканогенных пород в сопряжении с интенсивной метаморфической дебазификацией. Эти процессы наглядно представлены в областях широкого развития мигматитов, обнажающихся в древних щитах и кристаллических массивах, в которых отчетливо прослеживается их общая геохимическая направленность – дебазифицирующее воздействие на субстрат земной коры, сопряженное с ее магматическим замещением (гранитизацией). В отличие от гранитного слоя в более глубоких зонах дебазификация проявлялась только в метаморфических процессах развития среднего диоритового слоя (6.4-6.7 км/с) за счет слоя базитов (6.8-7.5 км/с), который в свою очередь замещал мантийный субстрат (8.0-8.4 км/с), распространяясь до глубины 65-75 км.

Дебазификация мантии и коры осуществлялась в процессах орогенеза под воздействием флюидного потока, восходящего из расплавного ядра Земли [2, 3]. Водородные флюиды медленно просачивались через мантийный субстрат, используя для этого межзерновые пространства. В результате селективной миграции из флюидных потоков водорода, как наиболее подвижного компонента, во флюидах усиливалась роль кислородных соединений, что способствовало развитию реакций генерации углекислотных и водных компонентов ($H_2 + 3CO = 2C + H_2CO_3$, $H_2 + CO = C + H_2O$) и стимулировало экстракцию из мантийного субстрата металлов, образующих стабильные углекислотные компоненты. Эта тенденция ярко выражена у урана, который легко образует углекислые $[UO(CO_3)_3]^{2-}$ и углекисло-хлоридные $[UO(CO_3)_2Cl_2]^{2-}$ комплексы, а также соединения с калием $K_2[UO(CO_3)_3]$, хорошо растворимые в воде. Обогащение флюидов водой, углекислотой и калием повышало их экстракционную способность в отношении кремния и алюминия, способствуя тем самым развитию

широкомасштабного деплетирования перидотитовой континентальной мантии – ее дунитизации.

Уплотняющийся в результате этого грандиозного процесса мантийный субстрат последовательно формировал дунитовые “корни континентов”, которые геофизическими методами прослеживаются до глубин 400-650 км [4]. Отражением этого процесса ультрабазификации мантийного субстрата служила противоположная по направленности широкомасштабная дебазификация земной коры (с частичным охватом подстилающей ее мантии). В результате возникло чрезвычайно контрастное мантийно-коровое распределение химических компонентов, принципиально отличающее континентальную кору от коры океанической. Океаническая мантия в значительно большей мере, чем континентальная, сохранила исходный перидотитовый (пиролитовый) состав с рассеянными в ней радиоактивными элементами (U, Th, K).

В то же время средние величины теплового потока континентов ($1.41 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$) и океанов ($1.42 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$) почти не различаются. Практическое совпадение тепловых потоков столь различных глобальных структур (с разным строением земной коры) отражает общий (планетарный) характер температурного поля Земли. Неодинаковые вклады в тепловой поток коры океанического и континентального типов компенсируются различным тепловым режимом мантии под этими структурами. Из приведенных соотношений следует, что грандиозный процесс дебазификации континентальной земной коры на орогенной стадии развития происходил практически без привноса сиалического материала за счет мантийно-корового перераспределения компонентов флюидными потоками, восходящими из земного ядра.

Орогенный режим развития земной коры продолжается в настоящее время в складчатом обрамлении Тихого океана и в Индонезии. Орогенные системы отделяются от океанов глубоководными желобами и фиксируются по сейсмическим данным очагами землетрясений (рис. 1), распространенных в основном вдоль падающих под континенты фокальных поверхностей. Они отделяют континентальные структуры (континентальную кору и уплотненную мантию) от океанических структур, представленных океаническими литосферными плитами и подстилающими их астеносферным слоем и океаническим мантийным субстратом, принципиально отличным от континентального субстрата. Фокальные поверхности разделяют тектоносферу Земли до глубин 650-700 км на части, контрастно различающиеся по проницаемости для флюидных потоков, восходящих из расплавленного земного ядра в тектонически ослабленных орогенных структурах.

Формирование жидкого ядра, согласно представлениям [2, 3], происходило на протопланетной стадии развития Земли при крайне высоких P,T-параметрах. Это определило образование в его составе энергоемких флюидных компонентов, во многом влиявших на энергетику Земли и на собственно планетной стадии развития, вплоть до современного состояния. Импульсы дегазации жидкого ядра сопровождалась миграцией энергоемких флюидных соединений в метастабильном состоянии. Тем самым осуществляется перенос энергии жидкого ядра Земли в тектоносферу. В работе [5] к подобным энергоемким соединениям относятся тяжелые углеводороды, сопоставимые с таким взрывчатым веществом, как тринитротолуол $\text{C}_7\text{H}_5(\text{NO}_2)_3$. Метастабильные скопления таких веществ в тектоносфере создавались восходящей миграцией флюидов. При наличии критической массы они подвергались детонации (изохорному взрывному превращению в стабильное состояние) с освобождением энергии порядка 10^{18} - 10^{22} эрг, достаточной для создания очагов землетрясений. Границы раздела океанических и континентальных структур в периоды их орогенного развития наиболее благоприятны для образования подобных скоплений. Обстановка уплотненного континентального мантийного субстрата препятствовала проникновению флюидов на высокие уровни земной коры, определяя образование очагов землетрясений с охватом огромного диапазона глубины (до 650-700 км) вдоль поверхности раздела мантийных субстратов, падающего под континент.

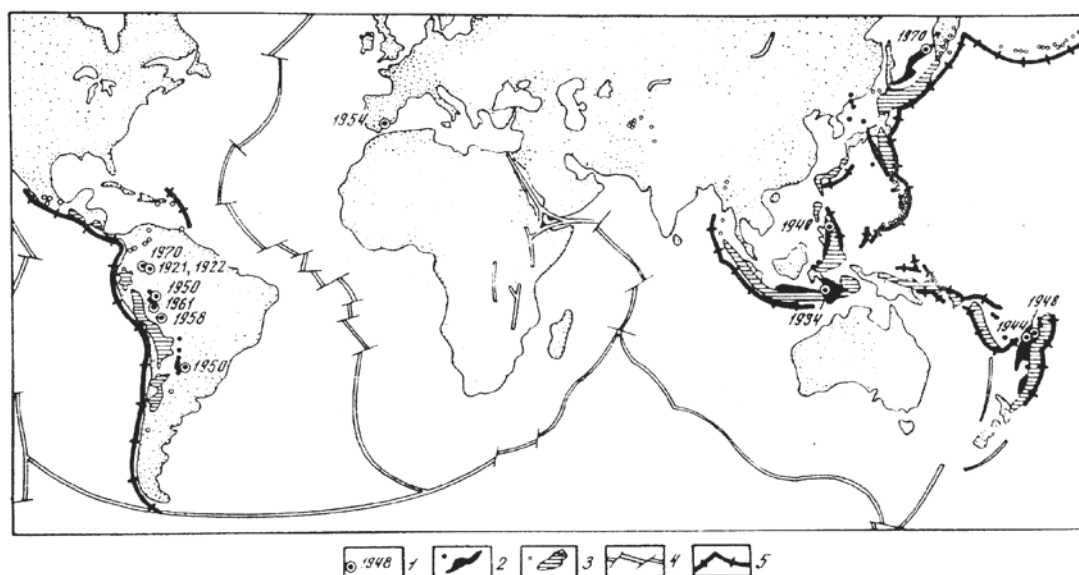


Рис. 1 Распространенность на Земле глубоководных желобов и очагов землетрясений:

1 – очаги глубокофокусных землетрясений с датами их проявления; 2, 3 – области распространения и отдельные проявления землетрясений – глубокофокусных 300-700 км (2) и умеренной глубинности 60-300 км (3); 4 – срединно-океанические хребты с приуроченными к ним очагами мелкофокусных землетрясений; 5 – глубоководные желоба, отделяющие орогенные области континентов от океанов

Представления о взрывном происхождении очагов землетрясений, связанных с поступлением в тектоносферу глубинных флюидов, развивавшиеся во многих работах [5-9], служат альтернативой традиционным моделям землетрясений, связывающих их с тектоническими напряжениями, создаваемыми субдукцией под континенты океанических литосферных плит. В поддержку представлений о субдукции привлекается закономерное образование глубоководных желобов, отделяющих от океанов орогенные структуры континентальных окраин и островных дуг. Они возникают вследствие интенсивного воздействия литосферных океанических плит на континентальные окраины. В периоды диастрофизма, обусловленного возрастанием спрединговой активизации океанов, быстрое движение океанических плит создавало боковое давление, достаточное для развития складчатости геосинклинальных отложений на континентальных окраинах и формирования складчатых поясов. Тектонические напряжения реализовались затем субдукцией литосферных плит под новообразованные складчатые пояса, что и сопровождалось образованием глубоководных желобов – специфических обрамлений орогенных структур со стороны океанов. Наличие желобов свидетельствует о режиме сжатия складчатой коры орогенных поясов, создаваемого давлением океанических литосферных плит. Этим режимом обусловлены планпараллельные структуры метаморфических пород (гнейсов, сланцев, амфиболитов) складчатых поясов, возникающих, как и складчатость вулканогенно-осадочных отложений, под влиянием бокового давления (стресса).

С режимом сжатия, который создает боковое давление, связывается и высокая сейсмичность орогенных структур, распространяющаяся до глубины 650-700 км. С переходом к рифтогенному режиму растяжения континентальные окраины утрачивают сейсмичность, превращаясь в так называемые пассивные континентальные окраины. Большая глубинность очагов землетрясений связана с усилением режима сжатия, господствующего в орогенных структурах.

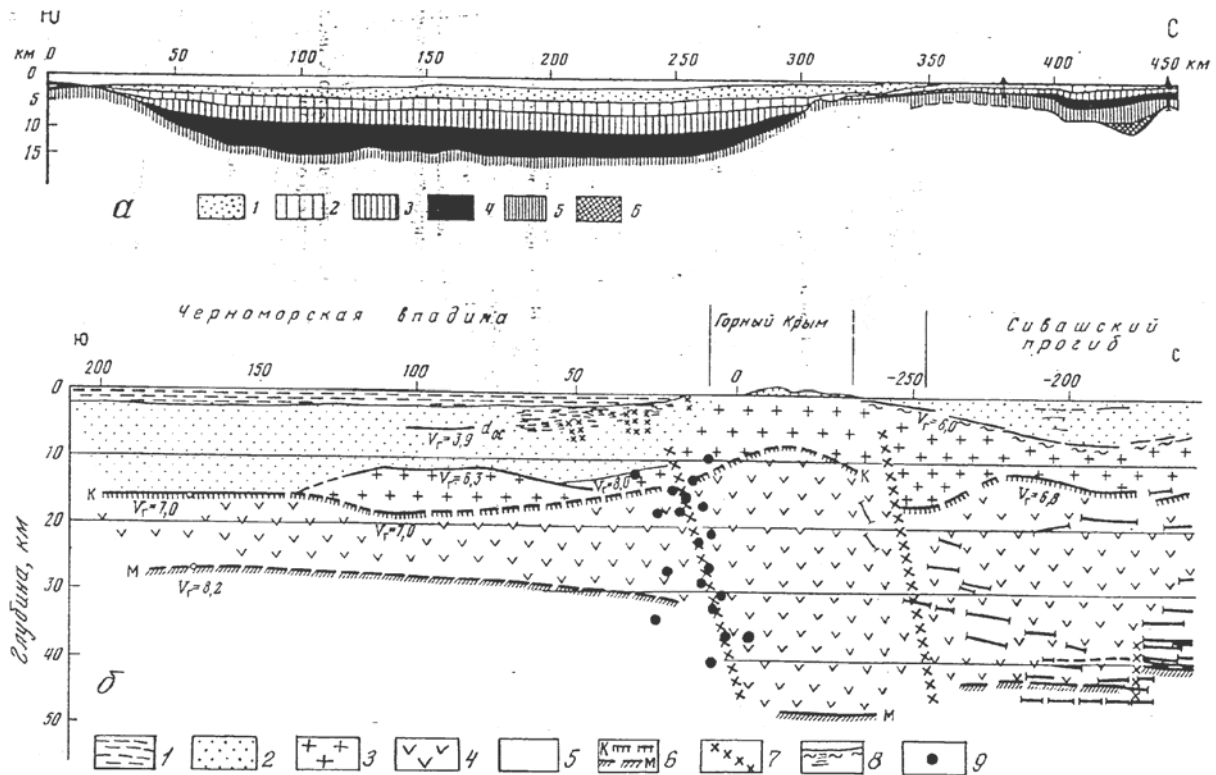


Рис. 2 Геологический (а) и геофизический (б) разрезы Черноморской впадины, Горного Крыма и Сивашского прогиба [10].

На геологическом разрезе (а): отложения антропогена (1), неогена (2), майкопской серии (3), палеоцена-эоцена (4), мела (5) и юры (6). На геофизическом разрезе (б): 1, 2 – осадочные породы эоцен-неогенового (1) и юрско-мелового (2) возраста; 3, 4 – слои континентальной коры по геофизическим данным (3 – гранитный, 4 – базитовый); 5 – ультраосновная мантия; 6 – разделы Конрада (К) и Мохоровичича (М); 7 – глубинные разломы и зоны брекчирования; 8 – разрушенные и выветренные породы; 9 – эпицентры землетрясений. V_r – граничные скорости сейсмических волн

В структурах растяжения, таких как срединно-океанические хребты, в которых флюидные струи легко приближаются к поверхности, возникают только мелкофокусные землетрясения. Это относится и к землетрясениям на платформах, возникающих в обрамлениях тафrogenных впадин. Примером может служить сопряжение Горного Крыма с Черноморской впадиной, к которому приурочены очаги мелкофокусных землетрясений, образующих фокальную зону с крутым падением под Горный Крым, рис. 2 [10].

Огромные мощности земной коры, создающиеся в ходе орогенеза, нарушают изостазию, что ведет к воздыманию горных сооружений и стимулирует их эрозию, сопровождающую крatonизацию континентальной коры.

2. КРАТОНИЗАЦИЯ

Кратонизация, охватывающая сложные процессы выравнивания поверхности Мохо и превращения орогенных областей в платформы и древние щиты, сопровождается уменьшением мощности континентальной коры на 25-30 км (от 65-75 км до 40-45 км). Однако глубина эрозии коры, может существенно превышать указанное уменьшение мощности. Так, на дневной поверхности в обрамлениях древних щитов обнажаются метаморфические породы, сформировавшиеся при литостатическом давлении, достигающем 10-12 килобар, что отвечает глубине 35-40 км. Примером подобных пород могут служить гиперстен-силлиманитовые гнейсы, образующиеся при более высоком литостатическом давлении по сравнению с кордиерит-гранатовыми гнейсами эрозионных срезов древних щитов, предел образования которых по давлению оценивается величиной в 10 кбар [11]. Из этих соотношений следует, что в ходе кратонизации земной коры в структурах быстрого воздымания и глубокой эрозии

продолжалась ее дебазификация с разрастанием гранитного слоя и погружением поверхности Мохо. В результате кратонизации достигалось общее выравнивание мощности земной коры, которая в среднем приобрела строение, свойственное платформам. Оно характеризуется следующими глубинами распространения геофизических слоев (в скобках – скорость прохождения продольных сейсмических волн, км/с): осадочный (2.0-6.0) – 3 км, гранитный (5.8-6.3) – 15 км, диоритовый (6.4-6.7) – 30 км, базитовый (6.4-7.6) – 40 км, ниже расположена ультраосновная мантия (8.0-8.4).

Это строение принципиально отличается от строения коры орогенов, характеризующееся следующими глубинами основания геофизических слоев: гранитный 28-30 км, диоритовый 35 км, базитовый 65-75 км.

Орогенная активизация платформенных структур проявляется образованием купольных поднятий, таких как древние гранито-гнейсовые щиты (Анабарский и Алданский на Сибирской платформе), кристаллические массивы и другие воздымания кристаллического фундамента платформ (Украинский щит, Токмовское и Белорусское поднятия на Русской платформе). С этими процессами связано и развитие платформенного гранитного магматизма нередко высокой металлогенической продуктивности. Этот тип активизации платформ, так же как и формирование орогенных структур на континентальных окраинах, выражается дебазификацией континентальной коры. Признаком продолжающейся дебазификации коры в ходе кратонизации служит расширение диоритового слоя (6.4-6.7 км/с) с переходом от орогенных к платформенным структурам, в которых он занимает интервал 15-30 км, больше чем на половину вытесняя собственно базитовый слой (6.8-7.6 км/с), занимающий небольшой интервал платформенного разреза на глубине 30-40 км.

Продолжающаяся дебазификация континентальной коры и подстилающей мантии в связи с ее орогенной активизацией, как и в орогенных структурах на континентальных окраинах, сопряжена с глубинной дунитизацией мантии. В этом аспекте она вносит определенный вклад в орогенный процесс формирования дунитовых “корней континентов” [4], что оправдывает применяемый по отношению к этим грандиозным уплотнениям мантии термина “корни кратонов” [12]. Геофизически они прослеживаются до глубины 700 км, но несомненна их структурная связь с ее более глубокими геосферами, так как генетически образование “корней континентов” связывается с флюидными потоками, восходящими из жидкого земного ядра. “Корни кратонов” жестко фиксируют пространственное положение континентальных массивов, которые последовательно разрастались в ходе геологической истории, начиная от древнейших ядер, приблизительно обозначенных на геологической схеме Земли (рис. 3) римскими цифрами. Разрастание континентов последовательно сокращало акваторию первичного Мирового океана. Однако конструктивный процесс формирования континентальной коры орогенных областей и древних кратонов был далеко не монотонным. Он поддерживался периодическим усилением спрединга океанических литосферных плит, воздействующих на континентальные окраины и создающих на них обстановку сжатия с образованием складчатых поясов и орогенного структурного преобразования, характерного для периодов диастрофизма. В противоположность им в периоды ослабления спрединговой активности океанов рифтогенный режим распространялся и на континентальные окраины и проникал далеко вглубь континентов. Это приводило к широкомасштабной деструкции континентальной коры, вплоть до ее замещения океанической корой, ведущего к образованию вторичных океанов (Северной Атлантики, Ледовитого океана и др.) и их частей, обрамляющих пассивные континентальные окраины. Возникающие при этом обширные депрессии континентальной коры приобретали в океанических обрамлениях характер геосинклинальных прогибов, с которых начинались новые циклы ее развития.

Процессы деструкции континентальной коры объединяются понятием тафрогенеза, охватывающего весь “комплекс рифтообразующих явлений, для которых характерны глыбовые дислокации по крутопадающим разломам и ассоциирующее с ним погружение” [13, с.205].

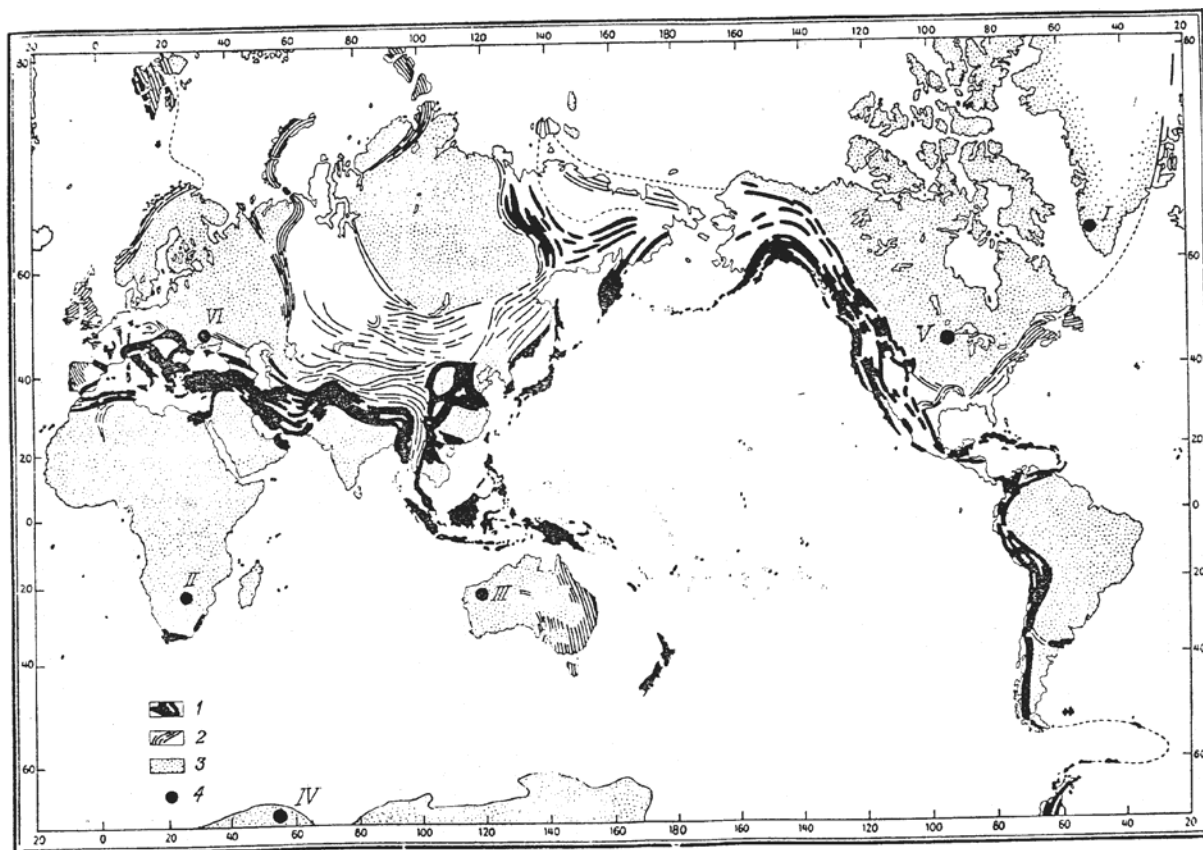


Рис. 3 Складчатые пояса Земли:

1 – кайнозойско-мезозойские; 2 – палеозойские; 3 – докембрийские с указанием на них положения древнейших комплексов (4) с возрастом 3.8 млрд лет: I – Исуа, II – Лимпопо, III – Пилбара, IV – Эндерби, V – озера Верхнего, VI – Днестровский

3. ТАФРОГЕНЕЗ

На активных континентальных окраинах, охваченных процессами орогенеза, наложение тафрогенеза выражается образованием рифтогенных впадин окраинных морей, отделяющих от континентов островные дуги, “в связи с процессами мантийного диапиризма и магматического замещения земной коры ультраосновными расплавами” [14, с.39]. Вулканизм этих структур имеет антидромную направленность [15] и коррелируется с образованием морских впадин с встречным процессом воздымания поверхности Мохоровичича, так что мощность континентальной коры в них уменьшается вплоть до полного ее вытеснения океанической корой в геосинклинальных котловинах. Своеобразный процесс “глубинной эрозии” базитового слоя коры охватывает также шельф и островные дуги, мощность коры которых существенно сокращается.

Структуры окраинных морей накладываются на орогенные зоны глубокого преобразования мантийного субстрата, совмещаясь с ними, как можно судить по продолжающейся их сейсмичности, рис. 4. На впадины окраинных морей проектируются фокусы наиболее глубоких землетрясений, тогда как эпицентры умеренной глубинности совмещаются в плане с вулканически активными (базальт-андезитовыми) островными дугами. Андезитовый вулканизм на них отражает продолжение конструктивных преобразований континентальных окраин в глубинных зонах. Рифтогенные деструктивные процессы, отражаемые развитием калиевых базальтов повышенной щелочности, наступают на островные дуги со стороны окраинных морей, отделяющих их от континентов.

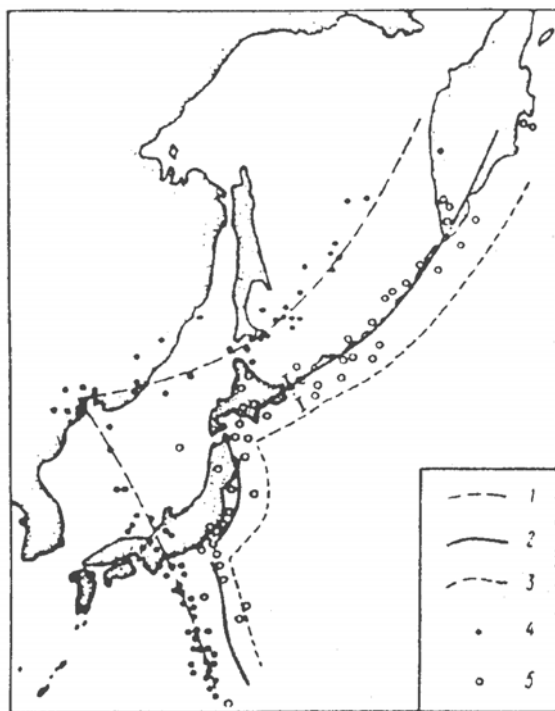


Рис. 4 Эпицентры землетрясений, связанные с Курильской и Марианской островными дугами [12]

1, 2 – зоны землетрясений: глубокофокусных (1) и умеренной глубины (2); 3 – глубоководный желоб; 4, 5 – фокусы землетрясений на глубинах 300-650 км (4) и 60-300 км (5)

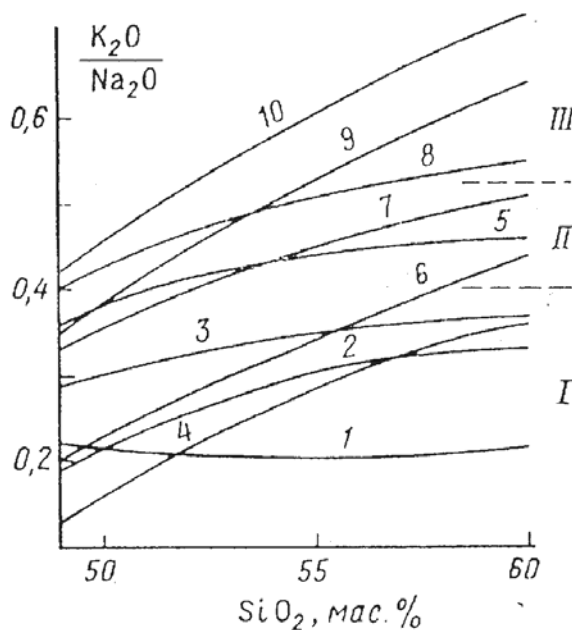


Рис. 5 Вулканические серии геодинамических типов островных дуг (I, II, III), намеченные по калий-натриевому отношению в породах с содержанием кремнезема 60% [16]

Названия дуг: 1 – Идзу-Боннинская, 2 – Тонга, 3 – Курилы и Камчатка, 4 – Северная Япония, 5 – Рюкиу, 6 – Алеутская, 7 – Индонезийская, 8 – Эгейская, 9 – Сицилийская (Калабрия), 10 – Макуари

В результате наложения рифтогенного магматизма закономерно меняются все главнейшие характеристики островных дуг – глубина желобов, отделяющих их от океана, глубина очагов связанных с ними землетрясений и специфика вулканизма, по которому островные дуги подразделяются на три типа (рис. 5, табл. 1). Отчетливо выраженный щелочной уклон рифтогенного магматизма отражает взаимодействие его с ультраосновным веществом воздымающейся мантии. Основным механизм этого взаимодействия выражается в магматическом замещении гипербазитов основными расплавами, которое смещает базальтовую эвтектику на температурный минимум щелочного базальта [11, 17]. Смещение сопровождается повышением в расплавах не только общей щелочности, но и калий-натриевого отношения, которым намечается последовательность изменения вулканизма I-II-III на переходе от активного (орогенного) к пассивному состоянию континентальных окраин, с которых начинаются новые циклы геосинклинального развития континентов. Пассивные континентальные окраины возникают в результате широкомасштабной деструкции континентальной коры, сопряженной с ее замещением вторичной океанической корой, в которой могут сохраняться только реликты замещаемой континентальной коры.

Магматизм окраинных морей во многих отношениях аналогичен магматизму трапповых формаций, отражающих распространение рифтогенного преобразования коры вглубь континентов. Трапповые формации сходны с окраинными морями и по геологической позиции, располагаясь большей частью на континентальных обрамлениях океанов, как показано на рис. 6 на примере трапповых формаций мезозоя и кайнозоя по сводке [18].

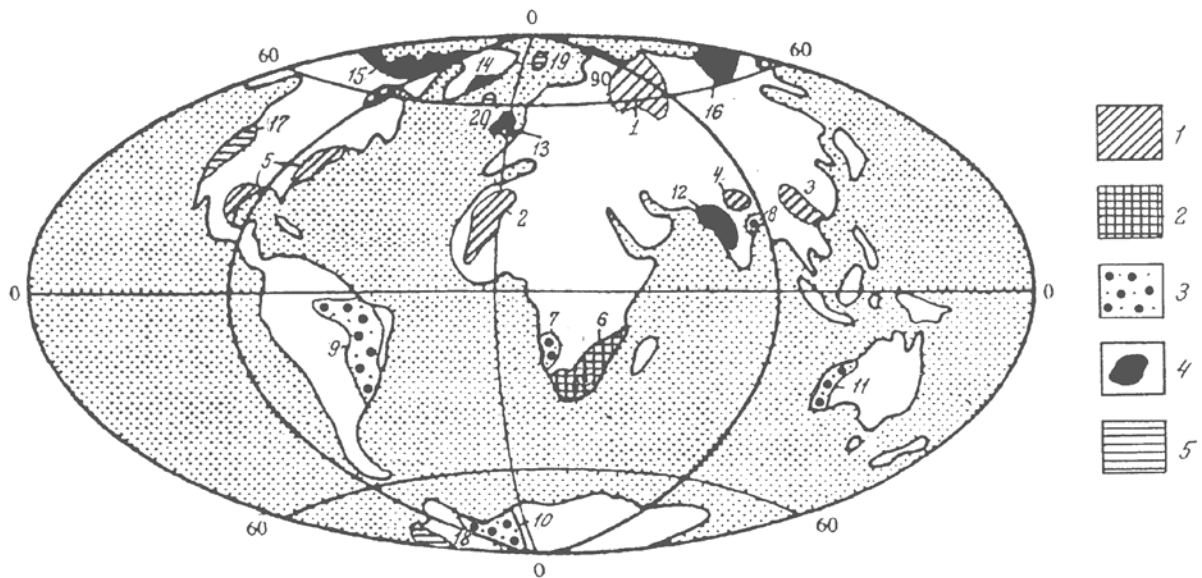


Рис. 6 Мезозойско-кайнозойские формации траппов на рубежах геологических периодов:

1 – пермо-триасового P_2-T_1 (1 – Зауралье, 2 – Таудени, 3 – Южный Китай, 4 – Кашмир, 5 – Аппалачи); 2 – триасово-юрского T_3-J_1 (6 – Карру); 3 – юрско-мелового J_3-K_1 (7 – Каоковельд, 8 – Раджмахал, 9 – Парана, 10 – Восточная Антарктида, 11 – Австралия); 4 – мел-палеогенового K_2-P_1 (12 – Декан, 13 – Брито-Арктическая, 14 – Гренландия, 15 – Канада, 16 – Северо-Восток России); 5 – палеоген-неогенового P_2-N_1 (17 – плато Колумбия, 18 – Западная Антарктида, 19 – Шпицберген, 20 – Исландия)

В геологической истории траппы развивались дискретно, большей частью на рубежах геологических периодов. Импульсы траппового магматизма, охватывающие интервалы времени до 10 млн. лет, возникали на протяжении всей геологической истории, но наиболее сохранились его молодые мезозойско-кайнозойские проявления, приуроченные к границам перми и триаса, триаса и юры, юры и мела, мела и палеогена, палеогена и неогена.

Восходящие флюидные потоки, порождающие трапповые формации, проявляются развитием в них инициального взрывного вулканизма, связанного с множеством диатрем, распространенных на обширных площадях. Их активность занимает до 30 млн. лет геологического времени и создает туфогенные толщи мощностью 200-500 м в основании базальтовых покровов [19]. Площадное распространение “ранних туфов” отражает крайне флюидный характер вулканизма трапповых формаций, в результате развития которого на поверхность поступают огромные массы воды и углекислоты. Вулканизм обусловлен полным плавлением вещества верхних частей мантии. Возникающие при этом мантийные расплавы, согласно экспериментальным данным [20], подвергались базит-гипербазитовому расслоению. Базитовые магмы в ходе расслоения занимали верхние части магматических очагов и давали покровные излияния базальтов, непосредственно следующие в трапповых формациях за отложениями пирокластики. В отличие от них гипербазитовые магмы большей частью оставались на глубине и внедрялись в основание коры путем ее магматического замещения. Это и служило причиной воздымания поверхности Мохо, свойственного тафрогенным структурам.

Согласно Д.С.Коржинскому (1976), магматическое замещение осуществляется в результате фильтрации в замещаемые породы трансмагматических флюидов, селективно выносящих из них компоненты, избыточные по отношению к внедряющейся магме. При внедрении гипербазитовых магм к избыточным (выносимым флюидами) относятся главным образом силикатные компоненты, с выносом которых восходящими потоками трансмагматических флюидов в поверхностные водоемы и связывается сокращение мощности коры, определяющее образование платформенных прогибов. С флюидным выносом силикатного материала из глубинных зон связывается накопление в тафрогенных прогибах песчано-глинистых отложений, достигающих огромной мощности, несмотря на отсутствие в платформенной обстановке значительных областей сноса терригенного материала. В трапповых формациях накопление осадочных отложений непосредственно следует за излияниями базальтовых лав.

Грандиозный процесс флюидного выщелачивания охватывал по существу всю мощность коры трапповых формаций, максимально проявляясь в наиболее “сиалических” ее частях (в гранитном слое и платформенном чехле). Пространственные ниши возникали в сопряжении с развитием как поверхностных прогибов, так и образованием плутонов, замещавших огромные объемы фундамента и чехла платформ. Моделью магматического замещения решается так называемая “проблема пространства” интрузивов трапповых формаций, “вставной” характер которых отмечался многими исследователями: занимаемое интрузивами “пространство как бы вымывалось перегретыми водами, выносившими осадочное вещество путем растворения” [19, с.5]. В ряду возникавших таким образом интрузивов находятся и широко известные рудоносные гигантские плутоны стратиформного характера, такие как Бушвельд в Африке (мощность 9 км), Дюфек в Антарктиде (7 км), Садбери в Северной Америке (7 км). К этому типу относятся и рудоносные интрузивы Норильского района на севере Сибирской платформы. Они контролируются в своем размещении крупным Харазлахским разломом, но приурочены к глубоким платформенным прогибам, заполненным вулканическими породами трапповой формации. Они заместили при своем образовании огромные объемы платформенного чехла.

То обстоятельство, что интрузивный магматизм платформенных депрессий развивается под воздействием флюидов, фильтрующихся на глубине через гипербазитовые расплавы, определяет не только взаимоотношения интрузивов с вмещающими породами, но и общую эволюцию магматизма, его антидромную направленность. Развитие гипербазитового магматизма не ограничивается основанием коры, а распространяется и на более высокие горизонты, проявляясь на платформах образованием трубообразных кольцевых пироксенит-дунитовых интрузивов, внедряющихся не только в кристаллический фундамент, но и в платформенный чехол. Размеры трубообразных внедрений ограничиваются обычно несколькими километрами (диаметр известного Кондёрского интрузива на востоке Сибирской платформы равен 6 км).

Наряду с ними известны и более обширные массивные гипербазитовые внедрения, замещающие огромные объемы платформенного субстрата и моделирующие в этом отношении ультрабазификацию основания коры, определяющую грандиозные воздымания поверхности Мохо, характерные для тафрогенных структур. Примером подобных экстенсивных внедрений может служить Гулинский дунитовый интрузив на севере Сибирской платформы (рис. 7), перекрытый вулканическими породами, и тем не менее в обнаженной части занимающий площадь около 450 км² при протяженности около 30 км и ширине 10-15 км, [21]. Как и кольцевые интрузивы, Гулинский плутон сложен дунитами при подчиненном значении клинопироксенитов, верлитов, хромититов и магнетитовых клинопироксенитов. Как и в кольцевых интрузивах, в нем со значительным временным разрывом развивается комплекс щелочных пород (сиенитов, нефелиновых сиенитов, уртитов, ийолитов и карбонатитов). Это отражает главную специфику эволюции платформенного магматизма – его щелочную направленность. Она обусловлена зарождением в гипербазитовых интрузивах магматических очагов, связанных с внедрением новых порций базитовых магм.

Разрастаясь в интрузивах путем магматического замещения, очаги магматизма приобретают щелочной уклон в результате смещения равновесий расплавов с трансмагматическими флюидами в сторону обогащения их щелочными металлами (особенно калием) и обеднения кремнеземом вследствие его флюидного выноса из расплавов [17]. Одновременно магмы обогащаются углеродными соединениями, фосфором, хлором, фтором и рудогенными металлами (U, Th, Nb, Y, Yb, Li, Be и др.), образующими с ними устойчивые миграционные комплексы, что создает и металлогеническую специфику щелочного магматизма. Ощелачивание магм на глубине при взаимодействии с гипербазитами находят отражение и в эволюции вулканизма трапповых формаций, универсально завершающихся излияниями щелочных лав [19]. На рис. 8 эта закономерность отражена на примере трапповых формаций континентального обрамления Атлантического океана. Его возраст понижается с переходом от центральной к южной, и затем к северной частям, как и возраст заложения трапповых формаций на его континентальном обрамлении.

Каждая трапповая формация начинается образованием туфов и затем мощных лавовых базальтовых излияний, за которыми следует перерыв в вулканизме и накопление в прогибах осадочных отложений. К осадочным толщам приурочены внедрения плутонов, последовательно

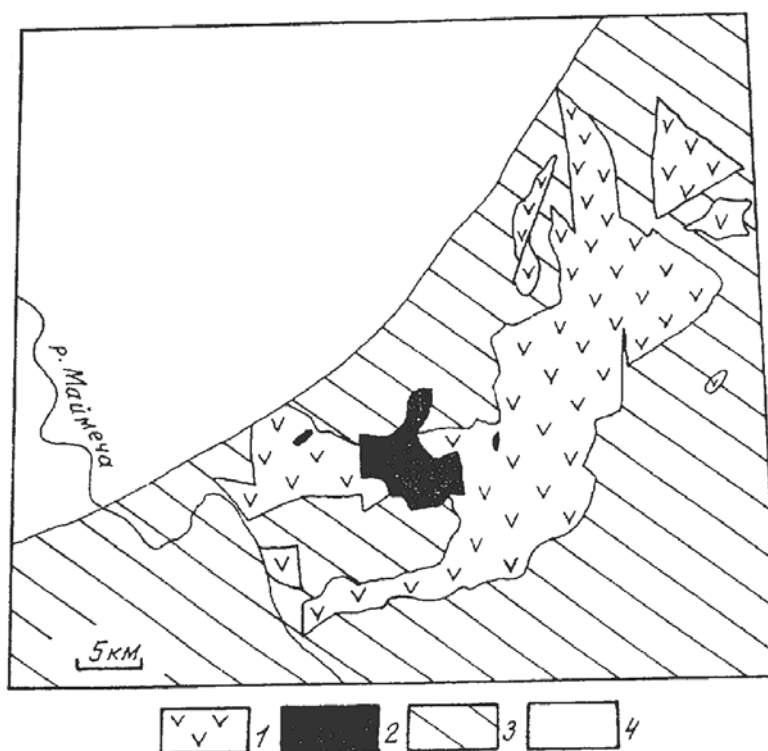


Рис. 7 Схема строения Гулинского интрузива на севере Сибирской платформы (по [21] с упрощениями):

1 – клинопироксенит-дунитовый комплекс девон-карбонового возраста (D_3-C_1); 2 – прорывающий его щелочной ийолит-карбонатитовый комплекс триасового возраста (T_1-T_2); 3 – пермо-триасовый (P_2-T_1) вулканический комплекс пикритов, меймечитов, базальтов, андезитов и щелочных пород (трахибазальтов, лимбургитов, фойдитов и нефелинитов); 4 – юрско-меловые (J_3-K_1) терригенные отложения

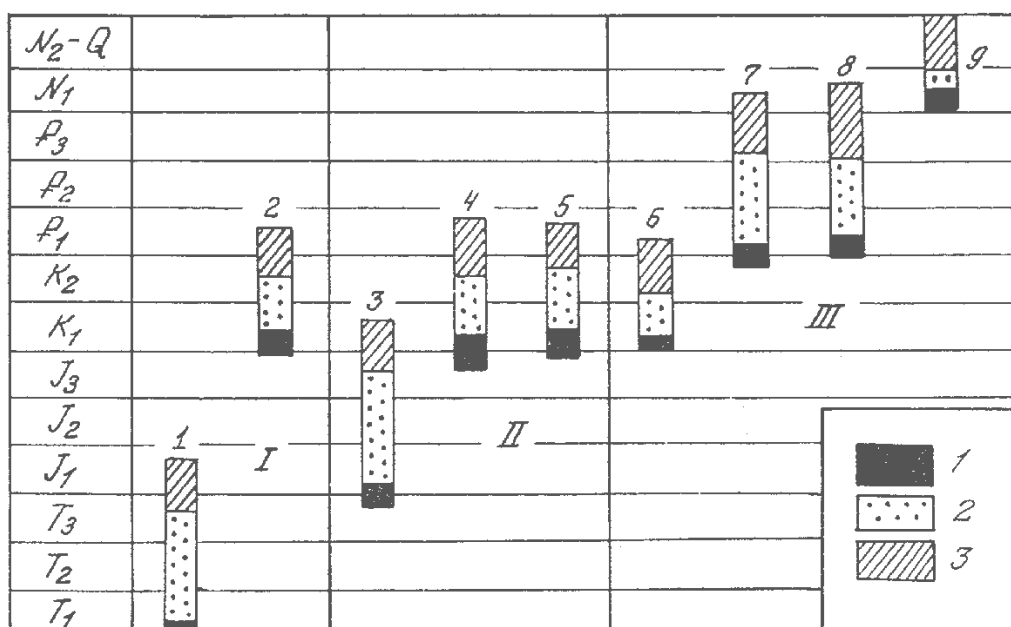


Рис. 8 Возраст и геологическое строение трапповых формаций в континентальном обрамлении центральной (I), южной (II) и северной (III) Атлантики (по данным [19]):

1 – толеитовые базальты; 2 – осадочные и прорывающие их интрузивные породы; 3 – щелочные породы. 1–9 (цифры на чертеже) – трапповые формации: 1 – Аппалачская, 2 – Зеленого Мыса, 3 – Карру, 4 – Паранская, 5 – Каоковельд, 6 – Лабрадорская, 7 – Гренландская, 8 – Брито-Арктическая, 9 – Исландская

приобретающие все более щелочной характер. Осадочные толщи перекрываются щелочными вулканическими породами в соответствии с изменением флюидного режима в направлении смены углекисло-водных флюидов, сопровождающих толеит-базальтовый магматизм, водородно-углеводородными флюидами, свойственными щелочному магматизму. Возрастной аспект обрисованной последовательности развития трапповых формаций наглядно отражен на рис. 8.

В Печенгской трапповой депрессионной структуре, например, излияния толеитовых базальтов и ферроандезитов, составляющих ее основание, сменялись накоплением мощной толщи углеродистых алевролитов, вмещающей базит-гипербазитовые интрузивы, которым подчинены крупные медно-никелевые сульфидные месторождения (Пилгуярви и др.). Излияния щелочных базальтов завершали формирование Печенгской структуры [22].

Трапповые формации могут быть погребенными под мощными осадочными отложениями в прогибах, быстрое погружение которых фиксируется сменой вверх по разрезу мелководных отложений глубоководными. Такой режим осадконакопления свойственен ряду нефтегазоносных бассейнов [10].

Прекращение вулканизма и переход к собственно осадочным платформенным прогибам сопровождается изменением флюидного режима в направлении смены углекисло-водных флюидов, связанных с базальтовым трапповым вулканизмом, флюидами более восстановленного характера (водородно-углеродными), способствующими развитию в осадочных толщах углеродистых формаций, в том числе черносланцевых – кахитолитов [23].

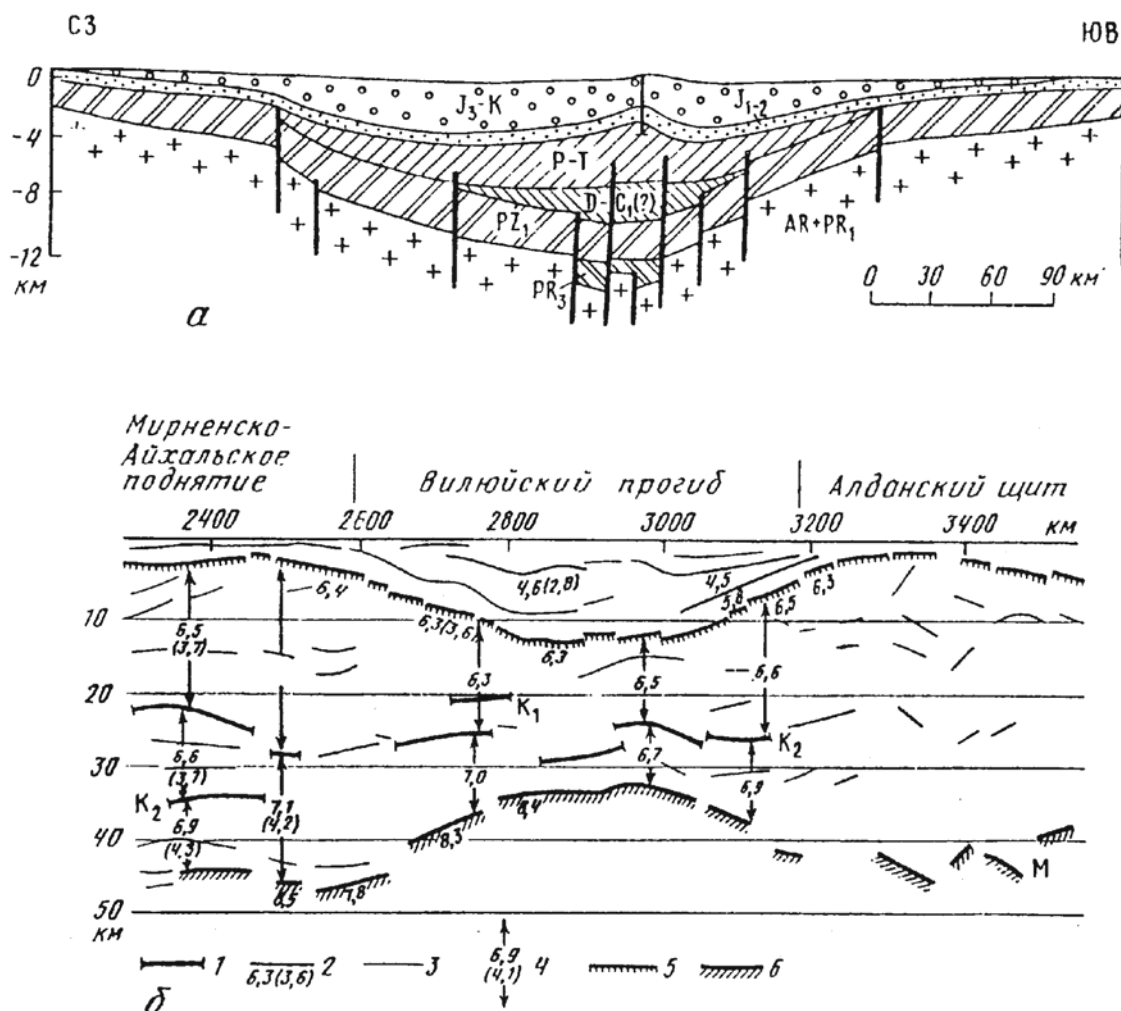


Рис. 9 Вилуйский прогиб: *a* – схематический геологический профиль через прогиб [24]; *б* – сейсмический разрез через его северную часть [25]:

1 – отражающие границы; 2 – преломляющие границы со значениями граничных скоростей P -волн (первое число) и S -волн (число в скобках); 3 – преобразующие границы; 4 – средние в пределах слоя скорости P -волн (верхнее число) и S -волн (нижнее число в скобках); 5 – фундамент; 6 – раздел Мохо

Накопление осадочных отложений в платформенных прогибах, как и в вулканических депрессиях, сопряжено с воздыманием поверхности Мохоровичича, что отражает развитие в них интрузивного магматизма, обеспечивающего ультрабазификацию основания земной коры. По-видимому, переход к режиму более восстановленного характера флюидов приводил к подавленности базит-гипербазитового расслоения магм, питающего излияния толеитовых базальтов трапповых формаций, так что магматизм платформенных прогибов ограничивался только плутонической фацией. Воздымание поверхности Мохо в терригенных прогибах, почти не сопровождающихся базальтовыми излияниями, как показано на рис. 9 на примере Вилюйского прогиба [10]. Этот прогиб кристаллического фундамента на юго-востоке Сибирской платформы формировался на протяжении почти всего фанерозоя (с верхнего протерозоя до мела включительно), заполняясь терригенными и карбонатно-терригенными отложениями, но в девоне и нижнем карбоне прогибание платформы сопровождалось излияниями базальтов. В этом проявляется связь терригенных платформенных депрессий с развитием траппового (покровного) базальтового вулканизма. Погружение фундамента платформы в тафрогенных структурах сопровождается неуклонным воздыманием поверхности Мохо, так что мощность континентальной коры в Вилюйском прогибе сократилась практически в два раза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в эволюции континентальной земной коры прослеживаются, с одной стороны, конструктивные процессы гранитизации и общей дебазификации, определяющих наряду с геосинклинальным накоплением осадков и складчатостью, развитие континентов, с другой стороны, деструктивные процессы ультрабазификации, направленные в сторону разрушения континентов и превращения континентальной коры в кору океанического типа. Деструктивные процессы проявляются образованием депрессий земной поверхности и встречным воздыманием поверхности Мохо. В ряде работ и в монографии [10] это воздымание связывается с фазовым переходом – эколгитизацией нижних частей коры. По представлениям других исследователей воздымание мантии “не может быть объяснено фазовым переходом на границе Мохо. Более обоснованным является представление о том, что обращенные формы поверхности Мохо образуются за счет действия магматического очага, возникающего при образовании прогибов земной коры” [26, с.16]. Магматическая модель была разработана Л.Л.Перчуком (1987) на примере образования впадин окраинных морей, на основе представления о базификации как магматическом замещении, сопровождавшимся и развитием ультраосновных расплавов, замещающих базальтовый слой земной коры (модель мантийного диапира).

В настоящей работе привлекается внимание к интенсивному воздействию на континентальную кору трансмагматических флюидов, фильтрующихся на глубине через внедряющиеся в основание коры ультраосновные расплавы. С их взаимодействием связывается наблюдаемое сокращение мощности коры в тафрогенных прогибах и “вставной” характер формирующихся в них интрузивов, приобретающих геохимическую и металлогеническую специфику в результате процессов метамагматизма.

С привлечением концепции магматического замещения раскрываются новые аспекты решения сложных проблем эволюции земной коры, как на прогрессивной стадии эволюции, на которой главную роль играет гранитизация, так и на стадии регрессивной деструкции коры под воздействием ультрабазификации.

Теоретические модели находят свое подтверждение в результатах полевых работ. Совместная интерпретация магнитотеллурических зондирований, выполненных на дне Тихого океана в районе плиты Хуан-де-Фука и на сухопутном продолжении трансекта, позволила выделить хорошо проводящую, частично расплавленную астеносферу. Положение ее кровли маркирует подошву плохо проводящей литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. I. С.269-287.
2. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 206 с.
3. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 250 с.
4. Jordan T. The deep structure of the continents // Sci. Amer. 1979. № 1. P.70-82.
5. Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т.39, № 6. С.754-762.
6. Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород (к проблеме смены парадигмы сейсмологии) // Физика Земли. 1992. № 5. С.121-127.
7. Семененко Н.П. Кислородно-водородная модель Земли. Киев: Наук. думка, 1990. 248 с.
8. Zubkov V.S., Karpov I.K. Impulse sources of energy in hot fields // L.P.Zonenshain Mem. Conf. Plate Tecton., Moscow, Nov.17-20, 1993: Prog. and Abstr. M., Kiel, 1993. P.167-168.
9. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н. и др. Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. № 6. С. 3-32.
10. Артюшков Е.Е. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 507 с.
11. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
12. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С.3-24.
13. Толковый словарь английских геологических терминов / Под ред. М.Герри, К.Вульфа и Л.П.Зоненшайна. М.: Мир, 1979 (в трех томах).
14. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С.39-64.
15. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 298 с.
16. Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics // Amer. Journ. Sci. 1972. Vol. 272. P.629-656.
17. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. 14. М.: Наука, 1987. С.24-38.
18. Макаренко Г.Ф. Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космоинформ, 1993. 280 с.
19. Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 97 с.
20. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
21. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
22. Маракушев А.А., Безмен Н.И., Скуфьин П.К., Смолькин В.Ф. Расслоенные никеленосные интрузивы и вулканические серии Печенги // Очерки физ.-хим. петрологии. Вып. XII. М.: Наука, 1984. С.39-63.
23. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.
24. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
25. Egorkin A.V., Zuganov S.K., Pavlenkova N.J., Chernyshev N.M. Results of lithospheric studies from long range profiles in Siberia // Tectonophysics. 1987. Vol. 140. P.29-47.
26. Субботин С.И. О причинах обращенности рельефа и поверхности Мохо // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971. С.14-18.