

УДК 551.242.2(571.66)

ОФИОЛИТЫ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2006 г. М. Ю. Хотин¹, М. Н. Шапиро²

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

²Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Б. Грузинская, 10

Поступила в редакцию 16.05.2005 г.

Офиолиты Африканского блока полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) являются фрагментом аккреционной призмы, сформировавшейся в позднем мелу–эоцене на южной стороне Кроноцкой островной дуги в результате коллизии ее со Смагинским вулканическим поднятием, возникшим в постнеокомское время на субдуцирующей плите. На основе анализа всех существующих на сегодняшний день в литературе геологических, геохимических и палеомагнитных данных, установлено гетерогенное происхождение офиолитов, связанное с образованием в разных, последовательных во времени, геодинамических обстановках. Гетерогенное строение офиолитов отражает эволюцию не погрузившегося в зоне субдукции участка океанической литосферы от зарождения ее в спрединговом центре через трансформацию в условиях плюмзависимого формирования вулканического поднятия до включения в структуру Кроноцкой островной дуги, являющейся ныне составной частью аккреционной системы Камчатки. Реконструкция офиолитов, тектонически фрагментированных в аккреционной призме, позволяет установить в их составе производные океанического хребта (Оленегорский гипербазит-габбро-базальтовый массив), сопряженного с трансформным разломом и вулканогенно-осадочными образованиями Смагинского вулканического поднятия (чехол океанической коры), эксгумированный в процессе коллизии фрагмент литосферной мантии (Столбовской гипербазитовый массив), генетически связанный с развитием вулканического поднятия. В процессе заложения Кроноцкой островной дуги все эти элементы океанической коры были перекрыты турбидитными тефрогенными образованиями островодужного генезиса (пикежская формация), а также кварц-полевошпатовыми граувакками (формация пикежских песчаников), вошедшими в состав аккреционной призмы. Палеотектонические реконструкции, в целом, подтверждают петрологические выводы авторов о генетической комплементарности различных магматических комплексов и расширявают временную последовательность событий.

ВВЕДЕНИЕ

Восточные полуострова Камчатки: Шипунский, Кроноцкий и Камчатского Мыса – отличаются широким развитием палеоценовых и эоценовых вулканитов (эффузивов, туфов, тефроидов) островодужного типа, в связи с чем они рассматриваются как фрагменты Кроноцкой палеодуги [1, 13]. Командорские острова также нередко включаются в состав этой дуги. Наиболее древние вулканиты Кроноцкой дуги – свита мыса Каменистого на Кроноцком полуострове – относятся к кампану–маастрихту [5] или даже к коньяк–сантонскому интервалу [24]. Преобладающие в этой зоне нижнепалеоценовые толщи дислоцированы сравнительно слабо: смяты в открытые брахискладки, осложненные многочисленными крутопадающими разломами.

Особое место в структуре Кроноцкой дуги занимает южная часть полуострова Камчатский Мыс,

или Африканский блок (по мысу Африка), где среди доплиоценовых образований резко преобладают интенсивно дислоцированные меловые (постнеокомские) глубоководные осадочно-вулканогенные комплексы [36], альпийские гипербазиты и фрагменты стратифицированного массива, сложенного гипербазитами, габброидами, диабазами и базальтами [4, 8, 9, 37, 38].

Эти компоненты Африканского блока хорошо сопоставляются с различными горизонтами океанической литосферы и поэтому рассматриваются как элементы офиолитовой ассоциации пород [15, 16, 49, 74].

Вместе с тем, основные члены этой ассоциации формировались, по мнению разных исследователей, в различных геодинамических обстановках [19, 25–31, 36, 39, 40]. Поэтому важно понять, является их объединение результатом развития некоторых глубинных тектоно-магматических

процессов, скажем, многостадийного формирования разреза океанической коры прошлого еще до начала островодужных процессов в этом районе Тихого океана, и тектонического совмещения генетически различных, в том числе и по возрасту, породных ассоциаций. Либо они являются отражением стадий формирования собственно Кроноцкой дуги.

Наш первый шаг, направленный на решение этой задачи, – уточнение условий формирования основных групп магматических и осадочных пород южной части полуострова Камчатский Мыс – изложен в настоящей статье. Рассматриваемый район, в силу его относительной доступности и уникального положения на стыке Камчатки с Алеутской дугой, – один из наиболее посещаемых и изученных объектов на Камчатке. Вопросы становления офиолитов Камчатского Мыса обсуждались неоднократно (см. список литературы). Однако до сих пор исследователи не пришли к общепринятой схеме последовательности геодинамических событий, приведших к формированию этого интереснейшего объекта. Поэтому анализ имеющихся на сегодняшний день данных, главным образом, опубликованных в отечественной литературе, о строении офиолитов Камчатского Мыса будет полезен.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В современной структуре полуостров Камчатский Мыс выглядит как новейшее поднятие, с

трех сторон окруженное узким шельфом и крутым континентальным склоном Тихого океана и Берингова моря, а с четвертой, западной, – депрессией, заполненной плиоцен-четвертичными рыхлыми осадками, с крупными озерами Нерпичьим и Столбовым (рис. 1, верхняя врезка). На большей части территории полуострова плиоцен-четвертичные осадки образуют маломощный прерывистый, слабо деформированный чехол глин, песков и галечников марино-гляциального происхождения, а подстилающий его сильно деформированный фундамент сложен меловыми и палеоцен–эоценовыми комплексами. По строению фундамента полуостров делится на два блока: северный, **Столбовской**, сложенный палеоцен–эоценом, и южный, **Африканский**, который будет охарактеризован подробнее. Граница этих двух блоков достаточно точно локализуется под широтной долиной р. 2-й Перевальной на востоке до северного побережья оз. Нерпичьего. Вероятно, эта граница обусловлена системой новейших правых сдвигов, продолжающих разрывы западного окончания Алеутской дуги [1, 15].

Структура Африканского блока очень сложна и определяется крупными разрывами. Наиболее древними из них, по всей видимости, являются относительно пологие (до 45°) надвиги северо-западного простирания с юго-западным или северо-восточным направлениями падения. С определенной долей условности Африканский блок делится на несколько составных частей (доменов), ограниченных крупными разрывами и поэтому также

Рис. 1. Схематизированная геологическая карта юго-западной части полуострова Камчатский Мыс (А) и схема тектоно-стратиграфического разреза породных комплексов, входящих в офиолитовую ассоциацию (Б), по данным [4, 14, 37, 38], с изменениями

Для А. 1 – морские четвертичные отложения; 2 – верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения ольховской свиты; 3–5 – африканская серия: 3 – пикежские песчаники (маастрихт?), 4 – пикежские зеленоцветные кремнистые тефроиды (сантон–кампан), 5 – смагинские красноцветные известково-кремнистые осадки, гиалокластиты и подушечные базальты (альб–сеноман); 6–9 – Оленегорский массив: 6 – базальты и диабазы, 7 – основные породы: а – изотропные мелко- и среднезернистые габбро, слоистые габбро с линзами габбро-анортозитов, габбро со структурами течения, линзами и шлирами базальтов, б – крупные рои даек базальтов, диабазов и долеритов, 8 – разнотекстурные до пегматоидных диаллаговые кумулятивные габбро, 9 – включения в габбро: а – линзы и силлы базальтов в кумулятивных габбро, окруженные габбро-норитами и разнотекстурными габбро, б – ксенолиты, шлиры, линзовидные горизонты гипербазитов в габбро, сопряженные с меланократовыми габбро, оливиновыми габбро, троктолитами, клинопироксенитами; 10–12 – Солдатский массив: 10 – кумулятивные дуниты, клинопироксеновые шпинелевые гарцбургиты, вебстериты, верлиты, пироксениты (поздняя стадия становления массива), 11 – реститогенные гарцбургиты и дуниты (ранняя стадия становления массива), 12 – серпентинитовый меланж, содержащий останцы габбро и гранатовых амфиболитов; 13 – надвиги (а) и прочие разрывы (б); 14 – согласные стратиграфические границы (а) и границы несогласного налегания (б); 15 – а – стратиграфические границы, подорванные тектоническими нарушениями, б – “горячие” тектонические контакты, “залеченные” гранатовыми родингитами; 16 – направления падения слоев и других плоскостных текстур.

Верхняя врезка: Схема тектонического районирования южной части полуострова Камчатского Мыса: 1 – палеогеновые комплексы Столбовского блока; 2 – Африканская серия верхнего мела; 3 – гипербазит-габбро-базальтовые комплексы; 4 – серпентинитовый меланж; 5 – гипербазиты. Буквы на схеме: Ол – Оленегорский массив, Сол – Солдатский массив, Ссм – Смагинская структурная моноклираль, Пд – Пикежская зона дислокаций, Мч – Маячный блок.

Нижняя врезка: Положение рассматриваемого района на стыке Камчатки, Алеутской дуги и Императорского хребта. Для Б. *Фотографии к тектоно-стратиграфическому разрезу:* 1, 2 – шаровые базальты Оленегорского массива; 3 – “вертикальная” дайка базальтов, прорывающая “горизонтальные” слоистые габбро и габбро-анортозиты; 4 – интрузивное соотношение слоистых габбро и кумулятивных диаллаговых габбро-пегматитов (фото Г.Е. Некрасова)

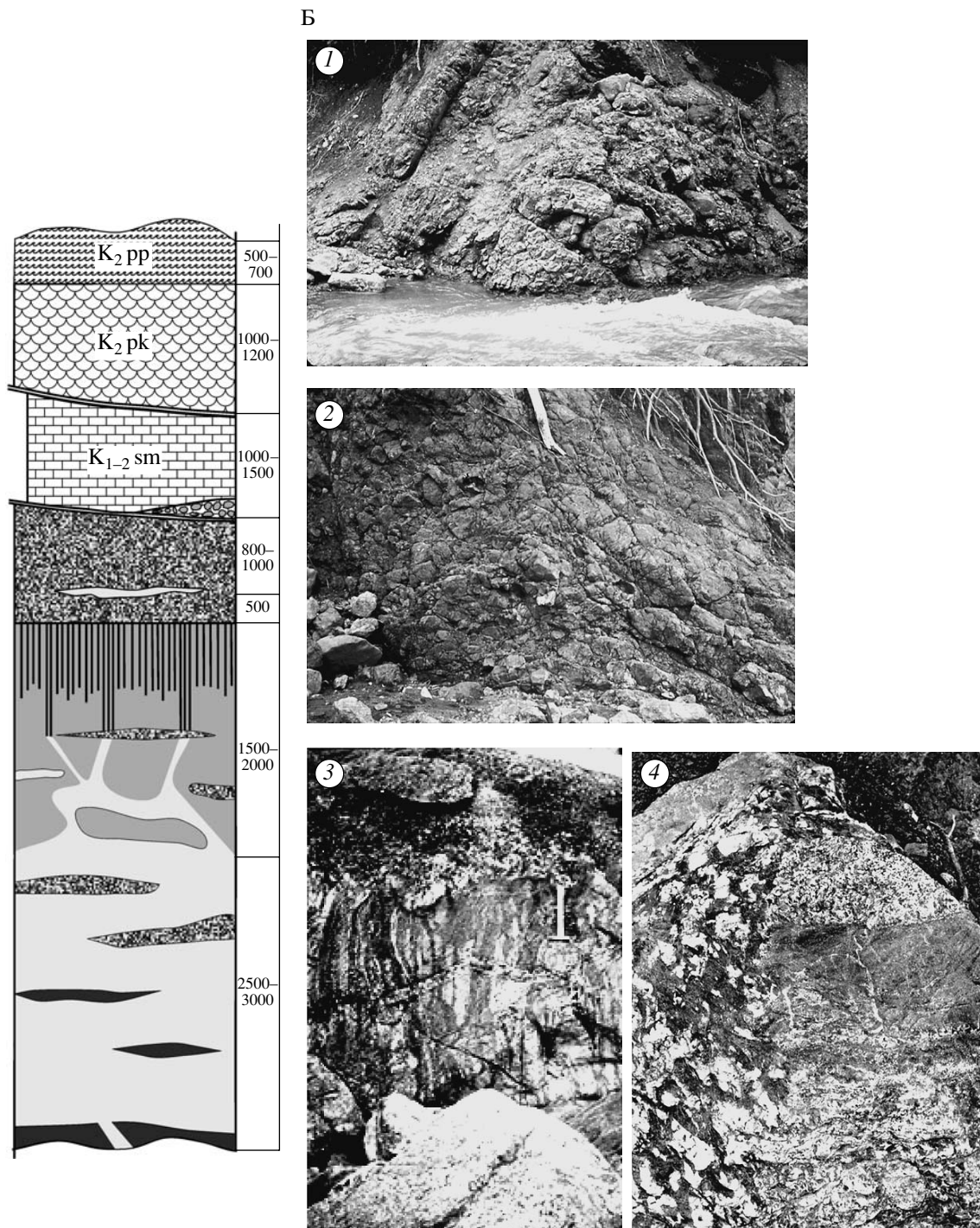


Рис. 1. Окончание.

называемых блоками (см. рис. 1, верхняя врезка). Наиболее четко выделяются Солдатский и Оленегорский массивы, Смагинская структурная моноклираль, Пикежская зона дислокаций и Маячный блок (в статье не рассматривается).

Солдатский гипербазитовый массив в основной своей части (см. рис. 1) сложен тремя ком-

плексами разных по составу, строению и происхождению гипербазитов. Большинство исследователей интерпретируют массив как серию тектонических пластин, осложненных серпентинитовыми протрузиями [3, 4, 18–20, 21, 28].

В восточной части Солдатского массива картируется залегающая в основании аллохтона на-

клоненная на запад многосотметровая по мощности тектоническая пластина серпентинит-гипербазитового меланжа (см. рис. 1). В этом меланже затерты отдельные массивы, блоки и глыбы слабо серпентинизированных перидотитов (до сотен метров в поперечнике), базальтов, габброидов (до первых километров), а иногда хлорит-эпидотовых сланцев и гранатовых амфиболитов (десятки метров) [4, 18, 28, 39].

Более западные части Солдатского массива сложены кумулятивными и реститогенными перидотитами, слагающими лежащие одна на другой пластины (слои?), имеющие каждая несколько сот метров видимой мощности. Кумулятивный характер перидотитов верхней пластины (слоя) петрографически отражен в пойкилитовых и коронарных структурах пород, связанных с поздними генерациями оливина, клинопироксена и хромовой шпинели [4, 8, 9, 37, 38]. К перидотитовым кумулятам относятся энстатитовые (с клинопироксеном) дуниты, клинопироксеносодержащие гарцбургиты, вебстериты, верлиты, оливиновые клинопироксениты. Указанные породы слагают линзы, штоковидные (дуниты), жиллообразные (клинопироксениты) и пластовые тела в массе гарцбургитов и клинопироксеносодержащих шпинелевых гарцбургитов или даже лерцолитов, с которыми часто (дуниты, вебстериты и пироксениты) имеют ровные отчетливые контакты [3, 4, 8, 9, 21, 37, 38]. Часто можно наблюдать “переслаивание” тел дунитов (мощность от десятков сантиметров до нескольких метров) и шпинелевых гарцбургитов. К дунитам приурочены шпирь хромититов.

За пределами Солдатского массива, в Пикежской зоне дислокаций, на горе Осыпь, описан постепенный переход гипербазитов к габбро [4]. В практически сплошном разрезе (менее 100 м мощности, так называемый “полосчатый комплекс”) шпинелевые гарцбургиты (1–2 м мощности), чередующиеся с дунитами, обогащенными хромитом в шпирях и вкрапленниках, вебстеритами и клинопироксенитами, вверх по разрезу сменяются полосчатыми мелко- и среднезернистыми габбро (до 50 м мощности).

Породы нижележащего реститогенного комплекса Солдатского массива представлены, в основном, шпинелевыми гарцбургитами, в разной степени (иногда довольно сильно) серпентинизированными. Относительно редко среди гарцбургитов с неясными взаимоотношениями залегают в виде отдельных пятен преимущественно оливинитовые, правильнее сказать, аподунитовые породы. Реститогенными перидотитами сложены практически все тектонические линзы и чешуи протрузий за пределами Солдатского массива. Эти комплексы пород вполне уверенно можно сопоставлять с абиссальными перидотитами совре-

менной океанической литосферы и офиолитовыми перидотитами [42, 53, 71, 73, 76, 77, 79].

Прямые данные о возрасте гипербазитов Солдатского массива весьма ограничены. К ним относятся, прежде всего, результаты абсолютного датирования пород кумулятивного комплекса Rb-Sr и Sm-Nd методами [12]. Результаты, опубликованные авторами, – 78 млн. лет по Rb-Sr и 93 млн. лет по Sm-Nd, к сожалению, не содержат данных об аналитических и инструментальных ошибках изотопных определений и не могут считаться вполне однозначными. Наши пересчеты опубликованных данных по программе “ИЗОПЛОТ” и по программе, используемой в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН, показывают, что результаты определений не устойчивы, а их погрешности чрезвычайно высоки. Величины ошибок датирования, особенно в Rb-Sr систематике, позволяют (В.И. Виноградов, ГИН РАН, устная консультация) эти данные полагать недостоверными. Тем не менее, полученные Sm-Nd изохроны дают предварительную возможность связывать становление изотопных систем в кумулятивных гипербазитах Солдатского массива со второй половиной мела (89–93 млн. лет).

Оленегорский массив сложен, в основном, гипербазит-габбро-базальтовым комплексом. Геология, петрография и некоторые черты геохимии пород Оленегорского блока описаны многократно [4, 8, 9, 11, 14–16, 20, 23, 37, 38, 39, 40]. Мы к этому добавим лишь то, что пока не получило достаточного освещения и анализа или не было опубликовано ранее.

Сверху вниз реставрированный по отдельным фрагментам в сопряженных тектонических чешуях разрез Оленегорского массива выглядит следующим образом (см. рис. 1, А, Б):

1. Горизонт шаровых и подушечных базальтов, пластовых диабазов с линзами, шпирями и пятнами амфиболовых и безамфиболовых габбро, преимущественно мелко- и среднезернистых (см. рис. 1, Б, фото 1, 2). Базальты, базальтовые порфириты и диабазы, как правило, афировые и, реже, мелкопорфировые породы. Внешние зоны “шаров” – это базальтовые порфириты с криптокристаллической основной массой. Порфиритовые выделения представлены хорошо ограненными, часто резорбированными вкрапленниками оливина, моноклинного пироксена (авгит) и плагиоклаза (лабрадор). Скопления более позднего плагиоклаза (лабрадор, андезин-лабрадор) создают гломеропорфиритовые сростки. Основная масса базальтов имеет часто лучистую, сноповидную, лучисто-дендритовую структуру за счет срастающихся игольчатых и волокнистых агрегатов моноклинного пироксена.

Предполагаемая мощность горизонта составляет не менее 1000 м. Его нижняя часть, не содержащая шаровых базальтов и сложенная только пластовыми диабазами и габбро-диабазами, вероятно, является переходной к нижележащим габброидам. Мощность переходного слоя, по-видимому, не превышает 300 м.

2. Горизонт диабазов и сменяющих их вниз по разрезу равномернозернистых габбро, насыщенный силлами и дайками базальтов и долеритов (так называемый слоистый дайковый комплекс). При полевых исследованиях удастся нанести на карту лишь отдельные, наиболее масштабные поля развития даек в этом комплексе, хотя они развиты в пределах всего массива в виде отдельных тел, групп даек и дайковых полей. Преобладающее простирание даек северо-западное, значительно реже наблюдаются субширотное и северо-восточное простирания. Их изначальное вертикальное залегание удастся зафиксировать лишь в случаях пересечения дайками слоистых или полосчатых габбро (см. рис. 1, Б, фото 3). Когда “скрины” дайковых полей выполнены изотропным габбро, мощные (несколько метров) дайки невозможно отличить от силлов аналогичного состава. Силлы базальтов и диабазов картируются с большим трудом, поскольку в современной структуре большинство пород имеет вертикальное и близкое к нему залегание. Некоторые дайки содержат пятна с размытыми очертаниями и ксенолитоподобные выделения мелко- и среднезернистых габбро. Контакты даек и, вероятно, силлов с вмещающими габброидами повсеместно “горячие”. Иногда дайки имеют апофизы. Мощность горизонта, также достаточно условно, определяется примерно в 1000 м.

3. Горизонт тонко- и грубослоистых разнозернистых и часто разнотекстурных габбро-норитов, оливиновых габбро, клинопироксеновых габбро, амфиболовых и амфиболизированных габбро, лейкогаббро и габбро-анортозитов, содержащих линзы и шпильки анортозитов (см. рис. 1, Б, фото 3, 4). Амфиболизация пород, как правило, вторичная, хотя наблюдаются и собственно амфиболовые (более поздние ?) габбро. Чаще всего амфиболизация согласуется со “слоистостью” или полосчатостью пород горизонта, располагаясь в них отдельными линзами. В отдельных участках амфиболизации можно наблюдать ее “секущий” по отношению к слоистости характер.

Именно в составе этого горизонта описаны взаимоотношения габбро и базальтов, позволяющие говорить о явлениях так называемого “захоронения” базальтов в габбровом комплексе. Подобное, за исключением отдельных деталей, наблюдение мы находим у исследователей офиолитов

Омана, где сосуществование габбро и базальтов без закалочных явлений на их границах названо “ископаемые (погребенные) линзы расплава” (fossil melt lens) [46, 51, 69, 70]. Характерной особенностью взаимоотношений разнотекстурных габбро и базальтов (рис. 2, зарисовка и фото 1) является отсутствие “горячих” контактов и зон закалки между этими породами. Это можно объяснить только близостью температурных параметров проникающих в коровые горизонты расплавов при совместной кристаллизации так называемой “кристаллической каши” (габбровый кумулянт родоначального расплава) и остаточного расплава, часть которого поднимается в более высокие горизонты коры. Разнотекстурные габбро (см. рис. 2, фото 2–4) вместе с линзами базальтов и диабазов, по всей видимости, слагают горизонт, занимающий переходное положение между горизонтами верхних габбро и слоистых габбро в основании горизонта параллельных даек. Тонкокристаллические габбро в этом горизонте и ниже него по разрезу сходны по облику и составу с базальтами и долеритами комплекса параллельных даек. Мощность горизонта оценивается приблизительно в 100–150 м. Мощность всего горизонта слоистых габбро ниже комплекса параллельных даек можно оценить очень приблизительно в 700–1000 м.

4. Горизонт массивных и пятнисто-полосчатых, часто пегматоидных, диаллаговых и оливиновых габбро с шпильками, линзами и включениями гипербазитов, троктолитов и меланократовых оливиновых габбро, брекчии гипербазитов с габбровым цементом, “теневые” брекчии гипербазитов, силлы и ветвящиеся дайки крупнозернистых габбро (см. рис. 1, Б, фото 4). Диаллаговые габбро состоят из удлиненных кристаллов моноклинного пироксена и таблитчатых, короткостолбчатых кристаллов основного плагиоклаза (лабрадор-битовнит). Комплекс пород описываемого горизонта наиболее распространен в общем объеме оленегорских габбро, и сводная мощность его, вероятно, достигает 3.5–4.0 км.

Как диаллаговые габбро, так и сопряженные с ними другие разновидности габброидов являются кумулятивными образованиями, имеющими с вышележащими породами оленегорского комплекса резкие интрузивные контакты, проявленные в виде сети ветвящихся жил, их апофиз и иных секущих образований неотчетливой морфологии (см. рис. 1, Б, фото 4). По положению в разрезе можно различить пегматоидные и крупнокристаллические габбро, согласные с общей “псевдослоистой” и полосчатой структурой горизонта, и пегматоиды – в виде секущих, ветвящихся, жилообразных тел. В этом же горизонте отмечено значительное количество линз и силлоподобных тел базальтов, диабазов и долеритов, аналогичных

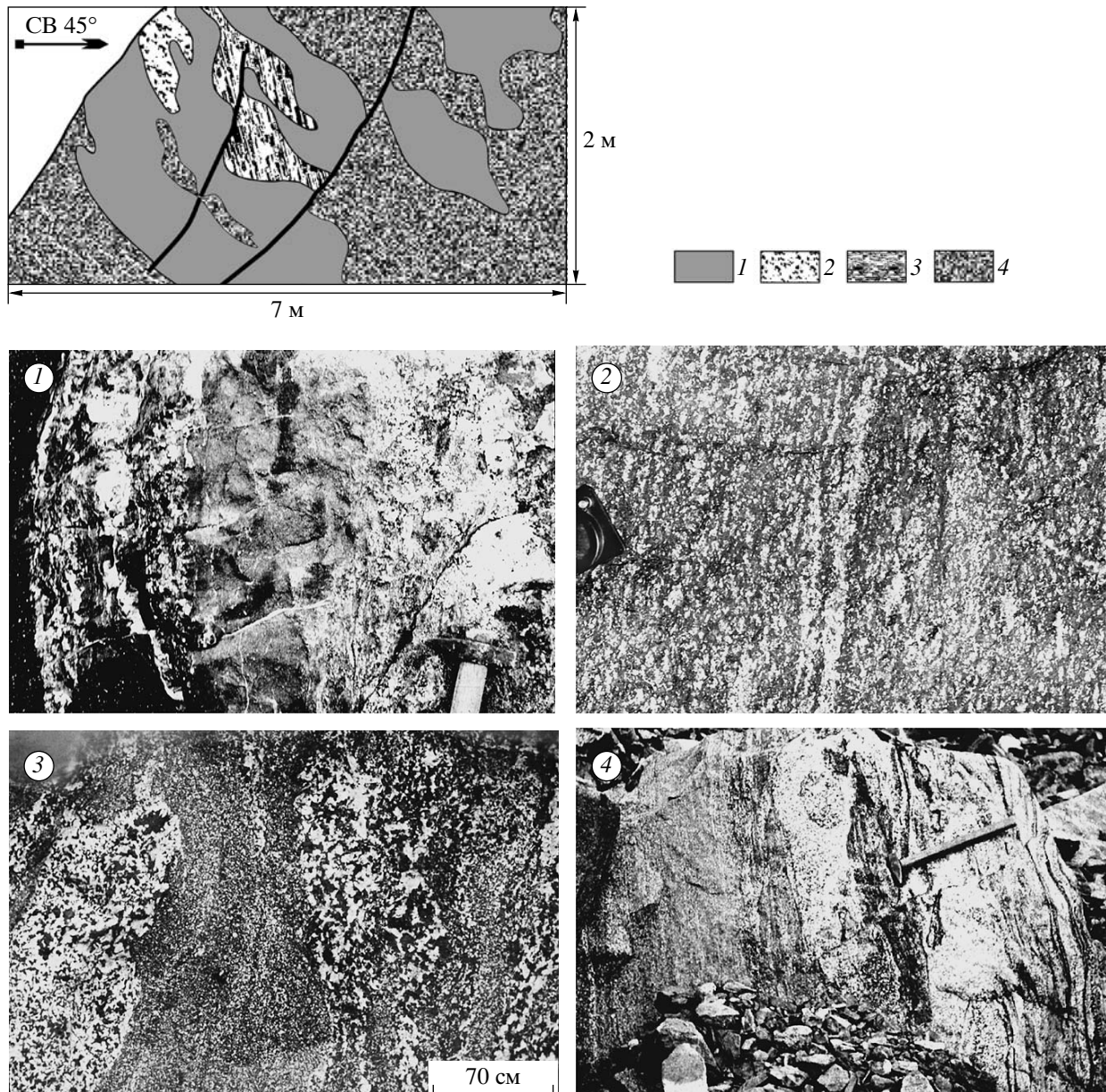


Рис. 2. Зарисовка обнажения на реке Стремительная и фотографии (Г.Е. Некрасов) разнотекстурных габбро и базальтов в горизонте захороненных (ископаемых) базальтов (fossil melt lens) в основании горизонта параллельных (слоистых) даек

К зарисовке: 1 – базальты тонкокристаллические с едва видимыми структурами течений; 2–4 – разнотекстурные и разнотекстурные габбро от меланократовых мелкокристаллических до плагиоклазовых средне- и крупнозернистых. *Фотографии:* 1 – маленькая линза базальта в разнотекстурных габбро; 2 – полосчатое микрозернистое и тонкозернистое габбро с линзочками и жилками, обогащенными плагиоклазом; 3, 4 – пятнистые и пятнисто-полосчатые (разнотекстурные) преимущественно мелко- и среднезернистые иногда плагиоклазовые габбро

описанным выше. Мощность отдельных силлов достигает нескольких десятков метров. В силлах наблюдаются шлиры, линзоподобные обособления и пятна разнотекстурных габбро с размытыми очертаниями, подобные описанным выше. В нижней части разреза описываемого горизонта диаллаговые габбро и габбро-пегматиты, а также оливиновые кумулятивные габбро содержат зна-

чительное количество ксеногенных включений, линз, шлиров и просто ксенолитов гипербазитов, в том числе пироксенитов (рис. 3). Размеры наиболее крупных ксенолитов достигают 5×10 м. На фотографиях (см. рис. 3, фото 1–4) хорошо видна различная по интенсивности переработка гипербазитов габбровым расплавом вплоть до образования “теневых” ксенолитов или полного погло-

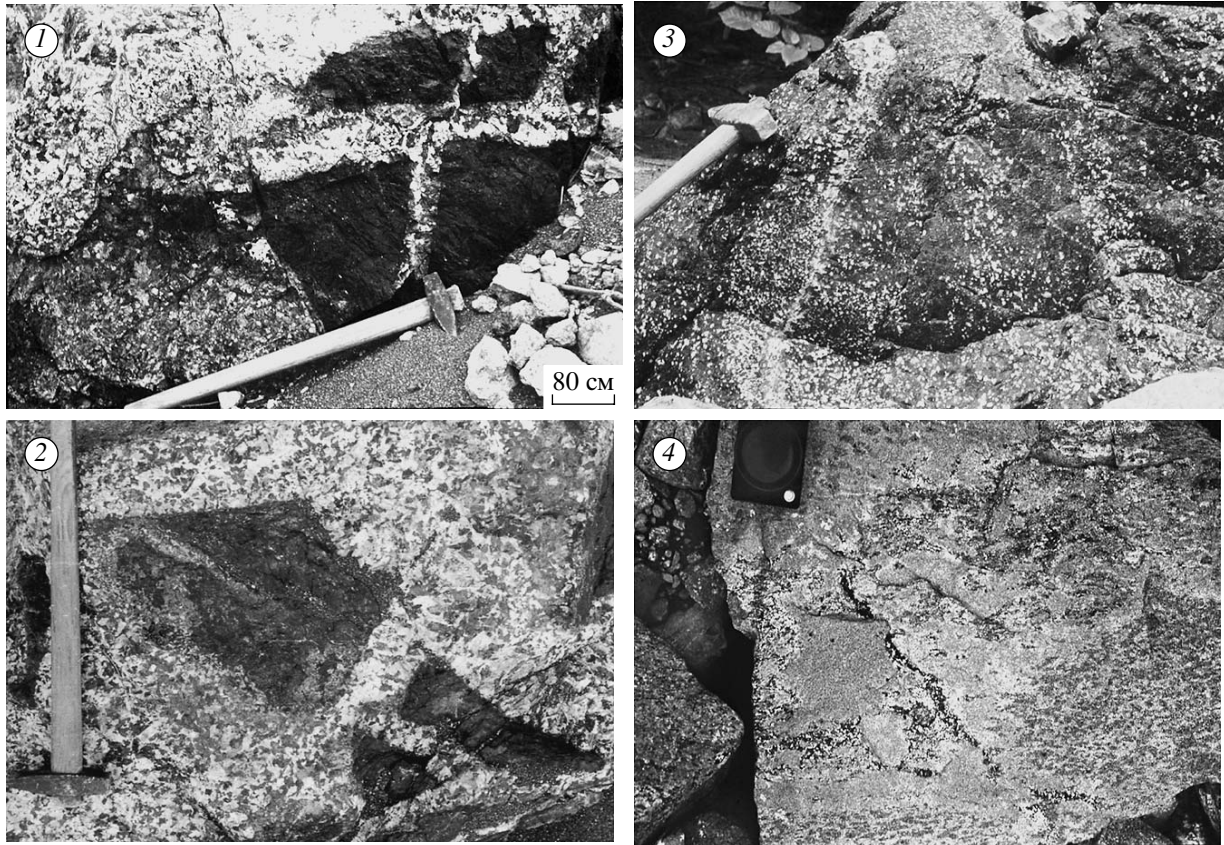


Рис. 3. Взаимоотношения диаллаговых габбро с ксенолитами гипербазитов (фото Г.Е. Некрасова)

1–4 – стадии переработки ксенолитов гарцбургитов и дунитов через плагиоклазовые перидотиты и троктолиты в темные габбровые брекчии с редкими остатками исходных перидотитов

щения их габбро с образованием разнотекстурных разновидностей последних.

Таким образом, в диаллаговых габбро появляются пятна и скопления неправильной формы троктолитов и оливиновых габбро, возникших по гарцбургитам, лерцолитам и серпентинизированным дунитам (вероятно, плагиоклазовые перидотиты также являются производными импрегнации гипербазитов габбровым расплавом). Частичная серпентинизация перидотитов происходила, вероятно, еще до импрегнации их габбровым расплавом. Прожилки диаллага, как правило, пересекают волокнистую структуру серпентинита, формируя на некоторых участках брекчиевидную, гнейсовидную и/или “очковую” текстуру пород. Постепенно, наряду с моноклинным пироксеном, в прожилках появляется плагиоклаз, быстро увеличивающийся в количестве. Полосчато-волокнистая ткань серпентинита сохраняется лишь в виде ксеноморфных или неправильных по форме реликтов, полностью замещенных вторичными минералами. Несомненно, формирование габбрового разреза происходило в несколько этапов, так или иначе разорванных во времени. В этой

связи необходимо более подробно рассмотреть амфиболовые разновидности габбро, содержащиеся в разрезе Оленегорского массива как наиболее поздние образования. Амфиболовые и пироксен-амфиболовые габбро и габбро-нориты – среднезернистые породы с полосчатой текстурой и офитовыми и пойкилитовыми структурами – сложены лабрадором, андезин-лабрадором (50–60%), гиперстеном и/или клинопироксеном (до 15%), роговой обманкой (30–40%), рудным минералом. Клинопироксен и бурая роговая обманка часто замещены голубовато-зеленым или бесцветным амфиболом с выделением лейкоксена. Оливин-амфибол-пироксеновое габбро – полосчатые породы с аллотриоморфнозернистыми и габбровыми (магматическими!) структурами. Плагиоклаз – лабрадор, лабрадор-битовнит (55–60%), оливин (5–7%), роговая обманка (5–8%), диаллаг (25%) – основные породообразующие минералы. Характерно, что первичная бледно-зеленая роговая обманка (вероятно, паргаситового ряда) и диаллаг сравнимы по степени идиоморфизма, т.е. кристаллизовались одновременно.

5. К самому основанию видимого разреза Оленегорского массива следует отнести горизонт гипербазитов (преимущественно гарцбургиты и лерцолиты, в меньшей степени дуниты), сильно серпентинированных, пересеченных пироксенитами, верлитами (ol – 85–88%, сrx – 10%), вебстеритами и сменяющими их вверх по разрезу троктолитами (ol – 50–55 – 65%, pl – 30–35 – 45%, сrx – 5–7 – 8–10%), а также оливиновыми габбро. Многочисленны включения, шпирь и линзы почти нацело серпентинизированных гипербазитов в “очковых” и полосчатых оливиновых габбро с ксеноморфными включениями серпентинитов. Аподунитовые гипербазиты (преимущественно в шпирях и линзах) сложены оливином (до 95%), рудными минералами (магнетит, титаномагнетит, реже ильменит – 5–7%) и единичными зёрнами клинопироксена. Слабо серпентинизированные лерцолиты состоят из магнезиального оливина ($Fe_{0.89-0.91}$) – 75–80%, диаллага – 8–12% и единичных зёрен ортопироксена. Клинопироксен всегда ксеноморфен, часто содержит пойкилитовые включения оливина [8, 9]. Сильная серпентинизация пород, в целом, затушевывает кумулятивное сложение некоторых из них, очевидное при петрографических исследованиях. Горизонт прорван дайками и силлами клинопироксенового и двупироксенового габбро. Неполная вероятная мощность около 200–300 м. Скорее всего, горизонт представляет собой самые верхние слои корово-мантийной переходной зоны [51, 85, 87, 89]. В целом же оленегорские габброиды могут быть сопоставлены с третьим слоем разреза современной океанической коры [49, 50, 74].

Сводная расчетная мощность разреза Оленегорского массива, в том виде, в котором он впервые описан в настоящей работе, вероятно, достигает не менее 6 км, хотя можно с уверенностью говорить о его фрагментарности и далеко не полном составе.

Надежные данные о возрасте пород Оленегорского массива отсутствуют. Опубликованы [34] несколько K-Ar датировок валовых проб диабазов, соответствующих интервалу 122–144 млн. лет. В то же время датировка тем же методом монофракций клинопироксена и плагиоклаза из габбро соответствует 251 млн. лет. Указанные цифры, скорее всего, не соответствуют истинным возрастам пород, однако в какой-то степени отражают сложное и многоэтапное формирование Оленегорского массива.

К востоку от Солдатского массива, структурно в составе меланжевой пластины, упомянутой выше, обнажены несколько более мелких, чем Оленегорский массив, тектонических блоков габброидов, в одном из которых, в верховьях р. 1-я Ольховая, обнаружены [28, 39, 40] жилы и прожилки

мелкозернистых плагиогранитов в составе небольшого фрагмента дислоцированных амфиболовых габбро. Плагиограниты и плагиогранитпорфиры, в виде сети тонких жил и прожилков незначительной мощности (первые сантиметры – 1.5–2.0 м) и протяженности, прорывают мелкозернистые пироксеновые и амфиболсодержащие габбро и низкотитановые габбро-нориты. Плагиограниты содержат остроугольные ксенолиты габбро [39]. По данным М.В. Лучицкой и ее коллег (устное сообщение, Препринт ГИН РАН, 2005 г.), магматогенные цирконы, содержащиеся в плагиогранитном материале, на основании U-Pb SHRIMP датирования, имеют возраст 74.7 ± 1.8 млн. лет, что соответствует кампанскому времени. М.В. Лучицкая и ее соавторы объединяют габброиды и плагиограниты на р. 1-я Ольховая в единый комплекс, не сопоставляя его с Оленегорским массивом. Этот вывод базируется на сравнительно небольшом объеме геохимических данных, указывающих, по мнению авторов [39], на супрасубдукционную обстановку формирования этих пород.

В целом же гипербазит-габбро-базальтовый комплекс офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса обладает большинством характерных признаков разреза океанической коры, сформированной в линейном центре спрединга. В качестве близкого аналога габброидов Камчатского Мыса, в том числе и по наличию в габбро фельзитовых жил, можно привести 1.5-километровый фрагмент габбрового разреза третьего слоя океанической коры, пройденного скважиной 735B (ODP, Leg 176) на юго-западе Индийского срединно-океанического хребта [49, 74].

Африканская вулканогенно-осадочная серия [36], обнажающаяся на юго-западе полуострова, в разделяющей Оленегорский и Солдатский массивы Смагинской структурной моноклинали, а также слагающая Пикежскую зону дислокаций и Маячный блок (находится за пределами публикуемой карты, см. рис. 1), состоит из трех породных ассоциаций. Фоновой для основного объема серии является **пикежская** ассоциация серо-зеленых пелитовых, алевритовых и, реже, псаммитовых, в той ли иной степени кремнистых тефроидов и туффилов с линзами и прослоями серозеленых силицитов и туфосилицитов. В некоторых обнажениях для этих пород характерна четкая, в большинстве случаев неградиционная слоистость. В тефроидах и туффитах среди литических обломков доминируют разнообразные базальты, андезито-базальты и вулканическое стекло, обломки моноклинного пироксена и средне-основного плагиоклаза. Эта ассоциация пород, несомненно, связанная с мощным источником пирокластики, т.е. с островной дугой, образует до 75%

всей вулканогенно-осадочной серии. Иногда она полностью доминирует в нижней части Смагинской моноклинали, но чаще резко преобладает в верхней части этой структуры, где первоначально была выделена нижняя толща пикежской свиты [37, 38], разрезы которой нередко начинаются со слоев гравелитов и конгломератов, обломочная часть которых представлена преимущественно базальтами оленегорского разреза. В пикежских разрезах [36] иногда встречаются линзы эффузивов, представленных плагиопорфировыми базальтами, андезито-базальтами и миндалекаменными андезитами, иногда с шаровой отдельностью. Мощность отдельных линз не превышает первых метров, чаще меньше. Радиоларии из силицифов пикежской ассоциации в большинстве случаев относятся к сантон-кампанскому временному интервалу [6, 7, 33].

Очень своеобразна другая, *смагинская*, породная ассоциация африканской серии [36], сложенная красно-бурыми железистыми аргиллитами (зачастую гиалокластического происхождения), красными яшмами, розовыми пелитоморфными известняками (как правило, переслоенными с яшмами) и линзами подушечных и пластовых базальтов. Известняки содержат планктонные фораминиферы и нанопланктон, а яшмы – радиоларии альб-сеноманского возраста [4–8, 33]. Отдельные блоки (слои) смагинской породной ассоциации образуют как самостоятельные (обычно мало-мощные) тектонические чешуи, так и олистолиты и олистоплаки в туффитовом матриксе, аналогичном по составу туффитам пикежской ассоциации. Эффузивы смагинской ассоциации, слагающие более 1/3 ее видимого объема, разнообразны по составу, но, в основном, представлены типичными толеитами. Калиевые щелочные базальты в составе формации были впервые обнаружены А.В. Федорчуком [30–32, 35]. При съемочных работах 1999 г. [4] выяснилось, что высококалиевые базальты и долериты слагают, главным образом, субвулканические силлы, залегающие практически согласно с напластованием вулканогенно-осадочных пород.

Следует обратить внимание на то, что породы смагинской ассоциации практически не содержат ни терригенного, ни пирокластического материала, – это либо чисто пелагические осадки, либо своеобразные гиалокластиты (красно-бурые аргиллиты), образованные при распылении базальтового расплава в придонных слоях воды [36]. Скорость накопления подобных аргиллитов неизвестна, но скорость накопления пелагических органических кремнистых и известковых илов, как правило, гораздо ниже скорости накопления тефроидных осадков островодужного генезиса. Очевидно, что на склонах дуги и в ближайших ее

окрестностях (преддуговой сегмент) накопление чисто пелагических осадков, не содержащих примеси пирокластики, происходить не может. Мы предполагаем, что зеленоцветные тефрогенные породы и туфосилициты пикежской ассоциации накапливались, главным образом, на подводных склонах и в шельфовой зоне Кроноцкой островной дуги, иногда переполняя глубоководный желоб. С другой стороны, красноцветные породы смагинской ассоциации (переслоенные кремни и известняки) накапливались не только на удалении от Кроноцкой дуги, но и задолго до ее заложения, в обстановке глубоководного (отсутствие пирокластики) базальтового вулканизма (эффузивы, субвулканы и гиалокластика). Такое рассмотрение происхождения породных ассоциаций африканской серии не исключает того, что отдельные горизонты пикежской ассоциации содержат олистолиты и олистоплаки ранее сформированных пород смагинской ассоциации.

Вблизи надвига, разделяющего Оленегорский массив и породы смагинской ассоциации, нередко встречаются линзы конглобрекчий, состоящих из обломков габброидов и диабазов в красноцветном (глинистом или карбонатном) цементе. Конглобрекчии в основании смагинской ассоциации, скорее всего, являются эдафогенными образованиями, связанными с разрушением и выведением на поверхность океанического дна некоторой части разреза нижней коры, что могло произойти, например, в зоне трансформного разлома.

На контакте Оленегорского массива с тефроидами пикежской ассоциации последние также нередко содержат крупные (метры) и мелкие (сантиметры) линзы брекчий, конгломератов и гравелитов, состоящих из обломков оленегорских базальтов и, реже, из обломков диаллаговых габбро. Накопление этих гравелитов и конгломератов свидетельствует о расчлененном подводном тектоническом рельефе в процессе формирования пикежской тефроидной ассоциации.

Третья породная ассоциация африканской серии – венчающие ее кварц-полевошпатовые *пикежские песчаники* мощностью до 700 м. Это совершенно особый компонент разреза, и в большинстве описаний африканского офиолитового комплекса они, в лучшем случае, лишь упоминаются. Состав пикежских песчаников, рассмотренный в публикациях [17, 41 и др.], ясно говорит о том, что это продукты размыва континентальной коры, в составе которой преобладали граниты и метаморфиты разной степени глубинности, а также разнообразные измененные эффузивы и глинистые толщи. Ассоциация аксессуаров в этих породах типично сиалическая [17]. На местности выходы песчаников могут распознаваться простым поисковым радиометром по высокому фону

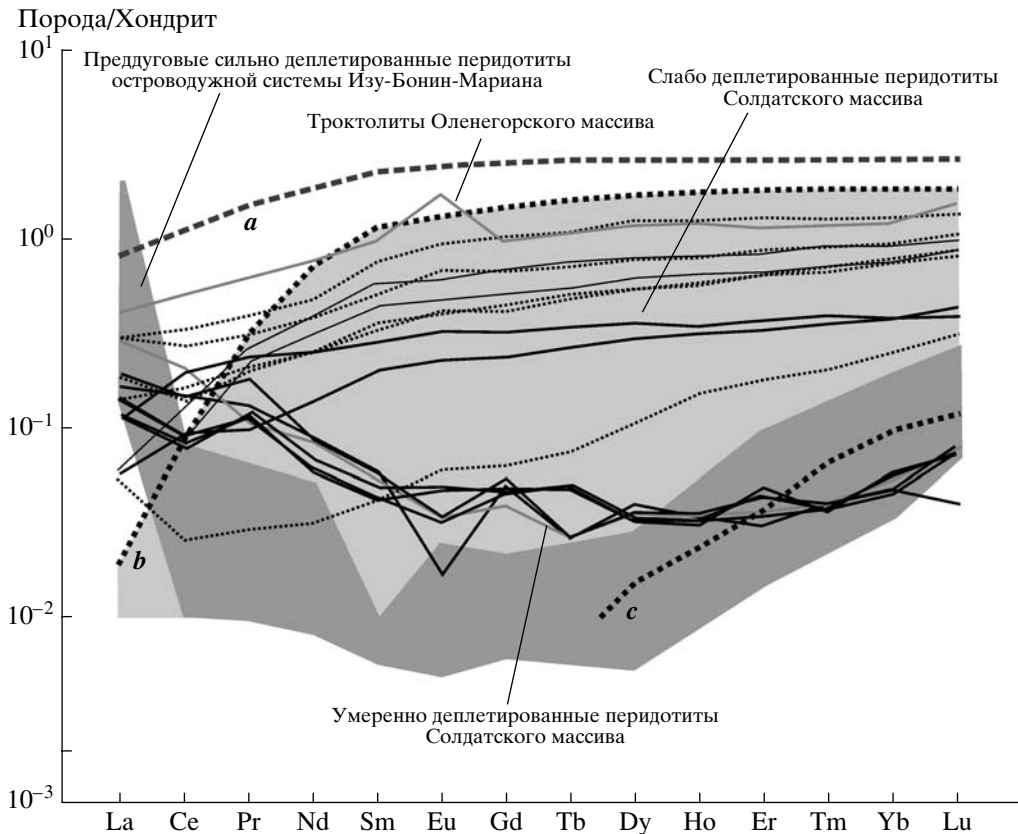


Рис. 4. Нормализованные к хондриту [88] содержания редкоземельных элементов (REE) в гипербазальтах Солдатского и Оленегорского массивов (сплошные черные линии по [19] и темно-серые линии по [11, 28])

Для сопоставления нанесены: гипербазальты трансформа Гарретт (точечные тонкие линии) [75] (только образцы без Eu аномалии); гипербазальты трансформа, пересекающего трог Южно-Сандвичевой островодужной системы (сплошные тонкие линии) [81]; поле преддуговых гипербазальтов Изу-Бонин-Марианской островодужной системы (темно-серое поле) [59, 80]. Для анализа на диаграмму нанесены расчетные составы остатков плавления при использовании модели фракционного плавления [75]: *a* – гипотетический первичный расплав, родоначальный для всех базальтовых составов трансформа Гарретт (толстая штрих-пунктирная линия); между точечными пунктирными линиями *b* и *c* – поле REE составов остаточных гарцбургитов (светло-серое поле) при разных степенях плавления: *b* – 5%, *c* – 30%

радиоактивности. Характерно высокое содержание как белой, так и темной слюды. Важно подчеркнуть, что по содержанию обломков метаморфитов, калишпата, слюд и сиалических аксессуаров пикежские песчаники заметно превосходят все другие песчаные толщи Камчатки, как меловые, так и кайнозойские. Питающая провинция этих песчаников до сих пор остается не известной. Практически все исследователи, картировавшие и изучавшие пикежские песчаники, отмечают согласие их на пикежских тейфроидах [4, 17, 36, 41]. Это дает основание очень приблизительно оценить мощность пикежской породной ассоциации от контакта с пикежскими песчаниками вверху до появления горизонтов, содержащих красноцветные породы смагинской ассоциации внизу, в 1.5 км.

Суммарная мощность вулканогенно-осадочных комплексов африканской серии ориентировочно оценивается в 3–3.5 км.

К сказанному следует добавить, что в отдельных блоках смагинской породной ассоциации из нескольких проб красноцветных и зеленоцветных аргиллитов были выделены радиолярии верхнего палеоцена – нижнего эоцена, в результате чего полоса конглобрекчий, эффузивов и аргиллитов на границе с Оленегорским массивом была отнесена к особому каменскому комплексу [8, 34, 35]. В то же время известны находки палеогеновых радиолярий и за пределами этой зоны, в связи с чем в поле пикежской свиты рисуются мелкие тектонические клинья каменского комплекса. По-видимому, формирование аккреционной структуры Африканского блока продолжалось в течение всего кайнозоя, причем периоды интенсивных движений чередовались с периодами относительного покоя, когда мутьевыми и придонными осадками образовывался маломощный подводный чехол структуры. В процессе последовательного развития аккреционной структуры могли

возникать узкие тектонические клинья такого чехла. Очевидным примером может служить неширокая меридиональная чешуя относительно мелководных осадков тюшевской миоценовой серии к юго-востоку от Солдатского массива. Такой же может быть позиция более глубоководных осадков палеоцена–эоцена (условно – каменского комплекса).

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Опубликованные данные по геохимии гипербазитов, габбро и базальтов Африканского блока при комплексной их обработке позволили сделать некоторые петрологические и генетические выводы о рассматриваемых породных комплексах.

Наиболее дискуссионным является генезис гипербазитов Солдатского массива. Перидотиты, отнесенные нами к реститогенным, по данным А.Б. Осипенко и К.А. Крылова [19], Н.В. Цуканова, С.Г. Сколотнева и их коллег [11, 28] (рис. 4), имеют прогнутые в центральной части тренды составов редкоземельных элементов, сходные с трендами таковых же в перидотитах из преддуговых зон островодужных систем Изу-Бонин-Марианской [59, 80] и Южно-Сандвичевой [81]. Однако как видно из диаграммы, ни по уровню накопления редкоземельных элементов, ни по

форме их спектра реститогенные перидотиты Солдатского массива не совпадают с преддуговыми породами, поднятыми из западных стен глубоководных желобов указанных провинций. Поэтому супрасубдукционное происхождение солдатских перидотитов, как минимум, не очевидно. Однако понятно, что редкоземельный тренд, называемый иногда U-образным, характеризует в значительной степени деплетированные мантийные перидотиты, не известные среди широкого спектра абиссальных перидотитов океана.

Часть кумулятивных перидотитов Солдатского массива (отнесенная А.Б. Осипенко и К.А. Крыловым [19] к “перидотитам I типа”) и плагиоклазовые перидотиты (троктолиты) Оленегорского массива [28] имеют пологие, слабо наклоненные в сторону легких редких земель тренды REE с заметной европиевой положительной аномалией, выдающей наличие плагиоклаза (см. рис. 4). Похожие REE-тренды характерны для абиссальных перидотитов трансформного разлома Гарретт в системе Восточно-Тихоокеанского поднятия [45, 52, 75, 92] и в зоне разлома, пересекающего Южно-Сандвичеву супрасубдукционную систему [81]. Кумулятивные гипербазиты Камчатского Мыса, которые имеют полого наклоненные тренды REE с сильным обеднением LREE, можно сопоставить со спектрами REE в абиссальных перидотитах и некоторых офиолитах [42, 56, 71, 76–78, 83, 91].

На сходство перидотитов Оленегорского и Солдатского массивов с перидотитами, драгиро-

Рис. 5. Вариационные диаграммы соотношения SiO_2 , FeO^* , TiO_2 , Al_2O_3 и MgO (А) и диаграмма хромистость–магнетизм (В) для перидотитов Оленегорского и Солдатского массивов полуострова Камчатского Мыса на основе данных [3–5, 8, 9, 11, 19–21, 28, 37, 38].

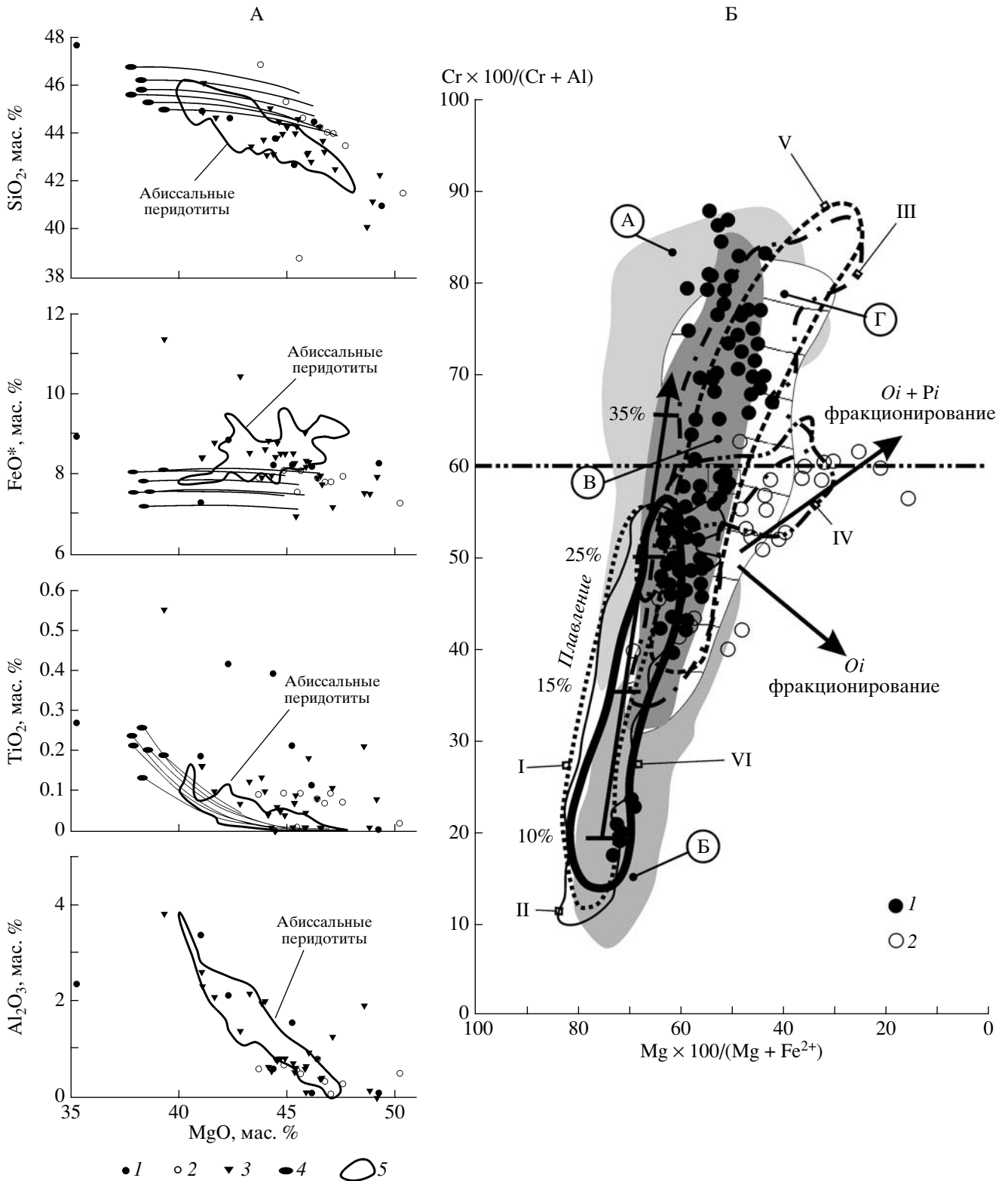
Среди нанесенных на диаграммы (А) составов есть гипербазиты, импрегнированные габбровым расплавом (оливиновые габбро, троктолиты и др.), но составы с содержанием MgO меньше 35 мас. % не показаны. Все анализы валовых составов пород на этих диаграммах и всех последующих в настоящей работе пронормированы к 100%, чтобы исключить вариабельность потерь при прокаливании.

(А). 1 – гипербазиты из габброидов Оленегорского массива и тектонических чешуй в его составе; 2 – гипербазиты из тектонических блоков и чешуй Пикежской зоны дислокаций (см. текст); 3 – гипербазиты массива горы Солдатская (обе фазы становления массива). Отметим, что гипербазиты из Пикежской зоны дислокаций имеют реперное значение, поскольку все они относятся к реститогенным. Для сопоставления на диаграмму нанесены ареалы составов (5) абиссальных перидотитов по [73, 75], рассчитанных из составов минеральных фаз и их модальных содержаний. Из тех же источников приведены расчетные составы примитивной мантии (4) по данным разных авторов и тренды остаточного мантийного вещества при выплавлении и экстракции базальтовых расплавов в условиях полибарического близ-фракционного плавления (1% захваченного расплава) при давлении 25 Кб.

(Б). 1 – составы шпинелей из гарцбургитов и лерцолитов горы Солдатская; 2 – то же из гипербазитов, троктолитов, оливиновых габбро и диабазов Оленегорского массива и шпинели второй генерации (пленки) из гарцбургитов массива горы Солдатская. Для сравнения фоном (сплошным и полосатым крапом) показаны ареалы составов шпинелей в различных комплексах альпийских офиолитовых ассоциаций (по Pober E., Faupl P. Geologische Rundschau. 1988. Vol. 77. Цитируется по [67]): А – подиформные хромититы (светло-серый); Б – лерцолиты (средне-серый); В – гарцбургиты (темно-серый); Г – ультраосновные кумуляты (полосатый). Для выяснения природы двух трендов в шпинелях из гипербазитов приведены ареалы составов шпинелей в: I – абиссальных перидотитах [48]; II – перидотитах разломной зоны Atlantis II [78]; III – перидотитах подводной горы Конической из Изу-Бонин-Марианской преддуговой зоны [80]; IV – гарцбургитах, Pl-дунитах, Amf-Pl-милонитизированных перидотитах, оливиновых габбро и дайковых феррогаббро из трансформного разлома Гарретт на Восточно-Тихоокеанском поднятии (EPR) по [45, 52, 75, 92]; V – преддуговых перидотитах из диапировых серпентинитовых подводных гор в Изу-Огазавара-Мариана преддуговой зоне [59]; VI – модернизированный ареал шпинелей в абиссальных перидотитах [78]. Горизонтальная штрих-пунктирная линия на уровне $\text{Cr}\# = 60$ делит ареалы шпинелевых составов на производные абиссальных перидотитов и перидотитов, связанных с островодужными системами [48]. На модельном тренде частичного плавления – метки степеней плавления

ванными в зонах трансформных разломов и трогах срединных океанических хребтов Атлантического и Тихого океанов, впервые указал А.А. Пейве [21]. Этот вывод подтверждается анализом вариационных диаграмм гипербазитов (рис. 5, А). Гиперба-

зиты Камчатского Мыса сопоставлены нами с породами, состав которых рассчитан из минеральных фаз абиссальных перидотитов, с модельной мантией и с остатками от выплавления этих составов при близфракционном плавлении [71, 76].



На диаграммах хорошо видно разделение солдатских гипербазитов на две группы, реститогенную и кумулятивную, выделенные на основании геологических и петрографических данных. Наши построения, основанные на данных по продообразующим элементам гипербазитов, в общем подтверждают выводы Яолинг Нью (Yaoling Niu) и его коллег о том, что абиссальные перидотиты не являются простыми остатками (реститами) при плавлении ювенильного мантийного вещества и удалении расплава [71, 76]. В определенной мере они “донасыщены” более поздним оливином и, вероятно, клинопироксеном. Часть реститогенных гипербазитов офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса по содержанию MgO превосходит абиссальные перидотиты (см. рис. 5, А), указывая на высокую степень реститизации, что отражено в спектрах редкоземельных элементов (см. рис. 4), с одной стороны, и появлении дунитов – с другой. Вариации TiO_2 относительно MgO свидетельствуют об обогащении кумулятивных гипербазитов оливином, клинопироксеном и/или базальтовым компонентом (в общем) в процессе экстракции расплавов и/или взаимодействии их с перидотитами в диффузионных или канализированных (штоки дунитов) потоках [53, 54].

На диаграмме хромистость–магнезиальность шпинелей (см. рис. 5, Б) их составы образуют два отчетливых тренда, соответствующие Солдатскому и Оленегорскому массивам, что, в первом приближении, может быть названо мантийным и коровым трендами. Оленегорский (коровый) тренд в зоне значений хромистости 50–60 резко изгибается в сторону значительно меньшей магнезиальности шпинелей, что позволяет сопоставлять его с трендами составов шпинелей из перидотитов трансформных разломов [45, 52, 75, 92]. В этот тренд попадают и вторичные (пленочные) шпинели из солдатских гипербазитов [8]. Наименее хромистые шпинели из солдатских гипербазитов (мантийный тренд) отвечают наиболее глубокой лерцолитовой составляющей как альпийских офиолитов, так и абиссальных перидотитов. Надо сказать, что ареал составов шпинелей Солдатского массива [19, 20] совпадает, в основном, с полями составов шпинелей из перидотитов разломных зон, трансформов, преддуговых систем и кумулятивных перидотитов [67], однако выше значений $Cr\# \sim 75$ ареалы составов значимо расходятся, что позволяет нам еще раз усомниться в правомерности отнесения реститогенных перидотитов Камчатского Мыса к производным супрасубдукционных зон.

Ареал составов шпинелей из перидотитов трансформного разлома Гарретт [75, 92] почти полностью совпадает с таковым же из перидотитов Оленегорского массива (см. рис. 5, Б). Составы

шпинелей из шпинелевых лерцолитов отражают низкие степени плавления исходных мантийных источников (<10%). Шпинелевые гарцбургиты и кумуляты, в том числе и дуниты, отражают более высокие степени плавления (15–20% и более). Положение поля дунитов на диаграмме 5, Б, характеризующее их как тугоплавкие перидотиты, позволяет полагать, что дуниты обоих массивов Камчатского Мыса сходны и являются не реститами, а кумулятами относительно примитивных расплавов.

Габброиды Камчатского Мыса по строению, составу и химии главных элементов (рис. 6) соответствуют габброидам разреза третьего слоя океанической коры, пробуренной по программе ODP (Leg 176) на юго-западе Индийского срединно-океанического хребта [49, 74]. Характерным для этого разреза, так же, как и для Оленегорского массива, является широкое распространение таких кумулятов, как дупироксеновое габбро, клинопироксеновое габбро, оливиновое габбро и троктолиты. Как мы видели выше, более двух третей оленегорского разреза являются кумулятами родоначального мантийного расплава, поднимающегося в нижнекоровые горизонты и подвергшегося фракционной кристаллизации в процессе остывания. Соотношение во всех разновидностях кумулятов содержаний CaO и MgO (см. рис. 6, В) в первом приближении соответствует содержанию An в плагиоклазе и общей магнезиальности валовых составов, отражает кристаллизационное равновесие сосуществующих минералов (плагиоклаз, оливин, клинопироксен и ортопироксен). В то же самое время кумулятивное происхождение большинства пород разреза не противоречит тому вышеописанному нами факту, что некоторые кумуляты могут содержать и содержат то или иное количество захваченного базальтового расплава (см. рис. 6, В). Их генезис, вероятно, можно связать с отделением интерстициального расплава от субстрата, представленного так называемой кристаллической кашей (“crystal mush”), кристаллизовавшейся *in situ* [46, 49–51, 64, 69, 70, 74 и др.] и являющейся, по сути дела, габбровым кумулятом. Однако следует заметить, что обогащение некоторых кумулятов Fe-Ti окислами (магнетит, титаномагнетит) не связано напрямую с кристаллизационным равновесием общепородных составов, так как их кристаллизация понижает общую магнезиальность пород (в то время как магнезиальность оливина и пироксенов не меняется). Предполагается, что Fe-Ti окислы выпадали из поднимающихся в верхние горизонты коры остаточных расплавов в результате температурных вариаций в нижней коре [46, 49, 74].

Обнаруженные в составе габброидов Камчатского Мыса плагиогранитные жилы и дайки [39]

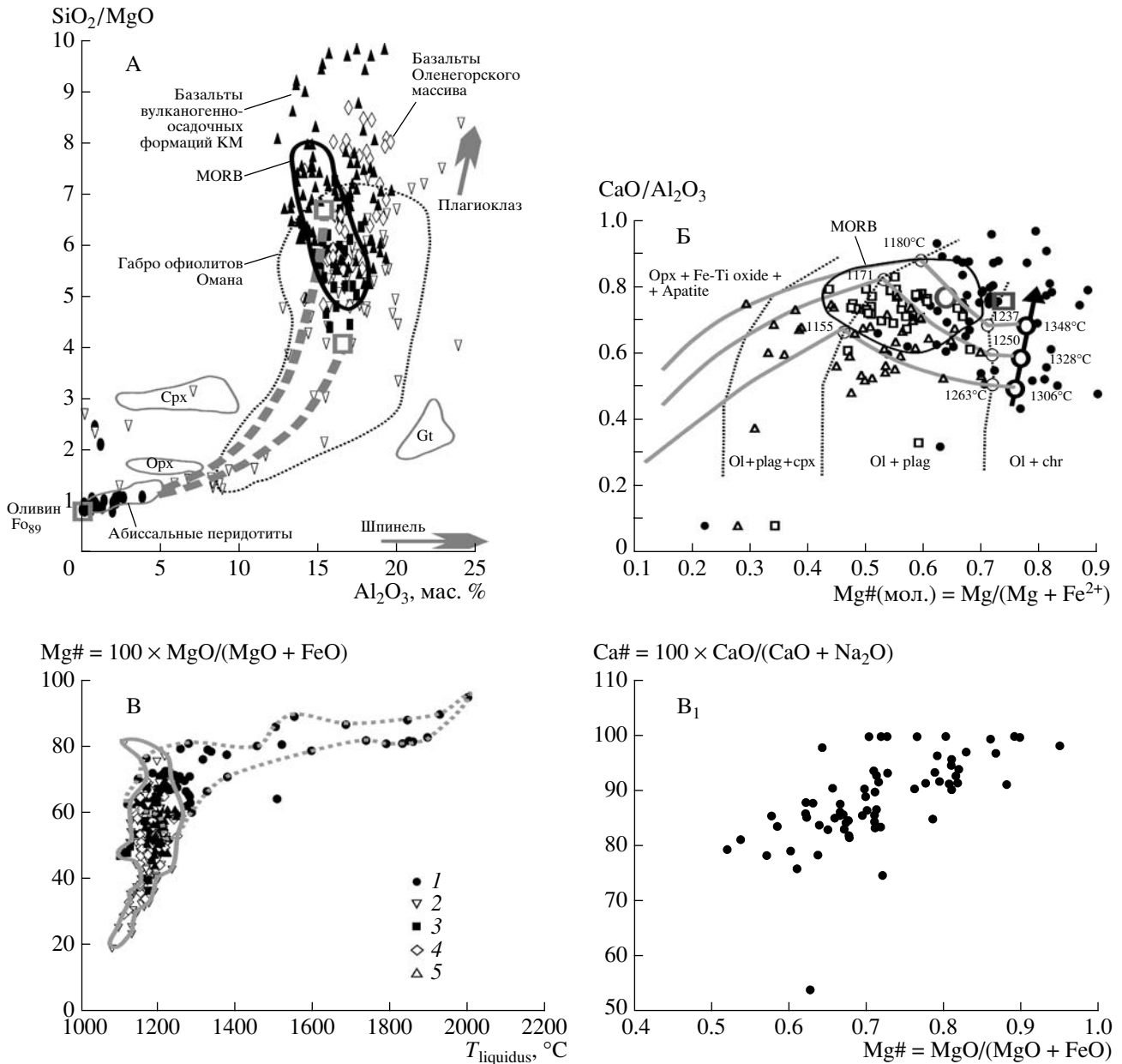


Рис. 6. Петрогенетические связи магматических породных комплексов офиолитов Камчатского Мыса в координатах: **А** – $SiO_2/MgO-Al_2O_3$ (мас. %), по [42], **Б** – $CaO/Al_2O_3-Mg\#$ (мол.), по [74], **В** – $Mg\#$ (мол.) – $T_{liquidus}$ (°C) = $1026e^{[0.01894 \cdot MgO(мас. \%)]}$ и **В₁** – $Ca\#$ (мол.) – $Mg\#$ (мол.), по [74]

А. Породы Камчатского Мыса: перidotиты – черные эллипсы; оленегорские габбро – белые треугольники; базальты даек слоистого комплекса – черные прямоугольники; оленегорские диабазы и шаровые базальты – белые ромбы; эффузивы смагинской и пикежской формаций – черные треугольники. На диаграмму нанесены поля составов: орогенных, офиолитовых и абиссальных перidotитов; MOR-базальтов и габбро офиолитов Омана; клинопироксенов (Cpx), ортопироксенов (Opx) и гранатов (Gt) в основных породах орогенных перidotитов. Диаграмма показывает кривые смешения между оливином (Fo_{89}) и средними составами MORB и габбро офиолитов Омана [42] – серые квадраты.

Б. Породы Оленегорского массива: габбро – черные кружки, дайки слоистого комплекса – белые квадраты, базальты и диабазы – белые треугольники. На диаграмму нанесен ареал составов базальтов срединно-океанических хребтов – тонкая черная линия; на черной стрелке, отражающей модельные составы, продуцируемые декомпрессионным плавлением, кружки с крестиками отвечают составам таких расплавов, экстрагированным, соответственно, снизу вверх, с различных глубин, соответствующих 10, 15 и 20% плавления исходного состава; толстые серые кривые – линии снижения ликвидуса в этих трех модельных расплавах при 1 кбар давления (по Вейверу и Лангмиру, 1990, цитируется по [74]); серый квадрат отражает (приблизительно) средний состав габброидов, серый кружок с X – состав расплава, родоначального для наиболее примитивного оливина (Fo_{84}) в кумулятивном габбровом разрезе Оленегорского массива.

В, В₁ – диаграммы, демонстрирующие различные тренды развития: 1 – кумулятивных габбро, базальтов; 2 – смагинских, 3 – пикежских, 4 – оленегорских, 5 – комплекса параллельных даек

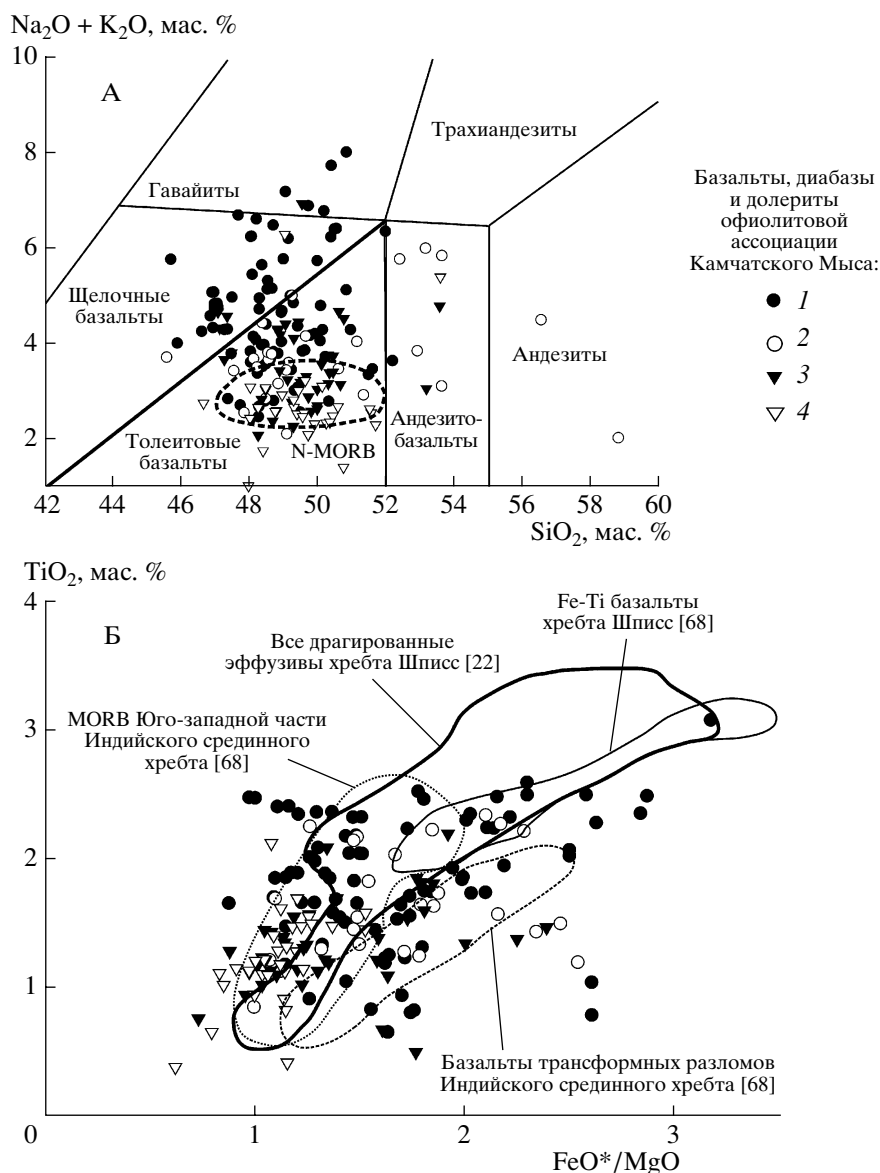


Рис. 7. Классификационная диаграмма К. Коха $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (мас. %) – **А** и соотношение $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (мас. %) – **Б** для базальтов (диабазов, долеритов) смагинской и пикежской формаций, оленегорских верхних эффузивов и даек слоистого комплекса, по данным [3, 4, 8, 23, 25–27, 31, 32, 35–38]

А. 1 – смагинские базальты; 2 – пикежские базальты; 3 – оленегорские базальты верхние; 4 – базальты и долериты дайкового комплекса

также делают весь габбровый разрез весьма похожим на разрез габбро в упоминавшейся уже скважине 735В [49, 74]. Происхождение фельзитовых жил в составе габбро, являющихся последней, наиболее поздней генерацией расплавов в этой части океанической коры, связывается исследователями с фракционированием Fe-Ti окислов, при котором происходит обогащение остаточного расплава SiO_2 и снижение содержания СаО. С последними стадиями проявления магматических процессов в габбровом слое океанической коры связывают и появление амфиболовых

габбро, а вслед за ними и фельзитовых жил как отражение пластических деформаций при высоких температурах [65, 74]. При этом для амфиболовых габбро характерна кристаллизация более основного плагиоклаза. Именно лабрадор-битовнит (An_{77-82}) отмечают исследователи [3, 39] в амфиболовых габбро Оленегорского массива и небольшого фрагмента габбро на р. 1-я Ольховая.

При сравнительном рассмотрении получает определенное решение и проблема низкого содержания TiO_2 ($>0.6\%$) в валовых составах и клинопироксенах кумулятивных габброидов Камчат-

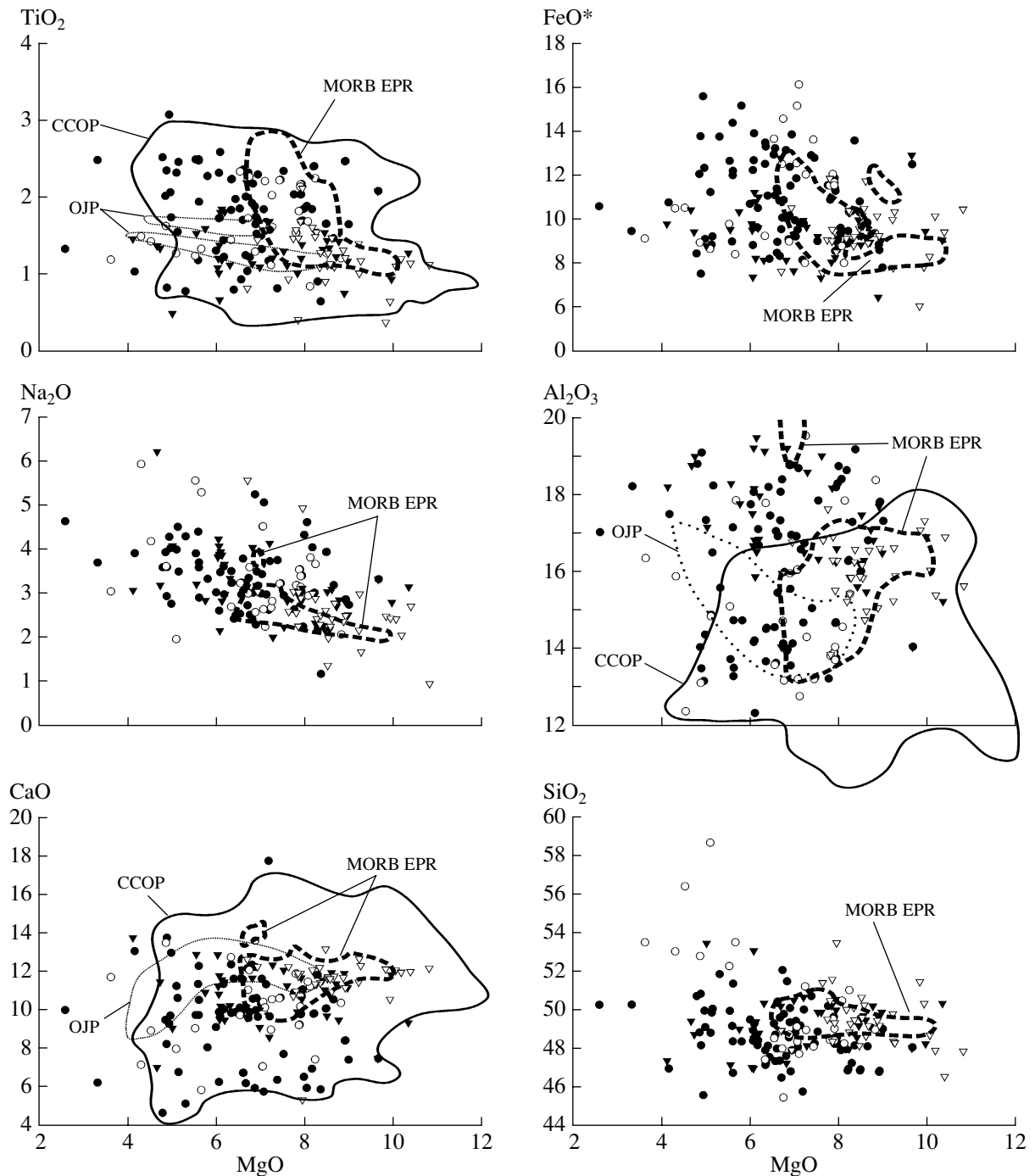


Рис. 8. Соотношение основных петрогенных оксидов с MgO (мас. %) для тех же групп пород, что и на рис. 7. Условные обозначения см. на рис. 7

На диаграммы для сопоставления и анализа нанесены: данные базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (EPR), по [50], а также ареалы составов позднемеловых базальтов, драгированных и пробуренных на Карибско-Колумбийском (CCOP) и Онтонг Джава (OJP) океанических плато, по [62, 63]. Для Карибско-Колумбийского плато взяты только составы с содержанием MgO (мас. %) до 12%. Следует отметить, что среди нанесенных составов пород Камчатского Мыса полностью отсутствуют бониниты и бонинитоподобные породы ($\text{SiO}_2 \neq 54\%$, $\text{TiO}_2 \neq 0.5\%$ [61])

ского Мыса, отнесенных ранее по этому показателю к островодужным [28, 39]. Суть дела петрологически состоит в том, что габбро с высоким содержанием TiO_2 , скорее всего, кристалли-

зовались из расплавов, в то время как низкие содержания титана характерны для типичных габбровых кумулятов. Для последних, кроме того, характерны высокая магниальность и широкие

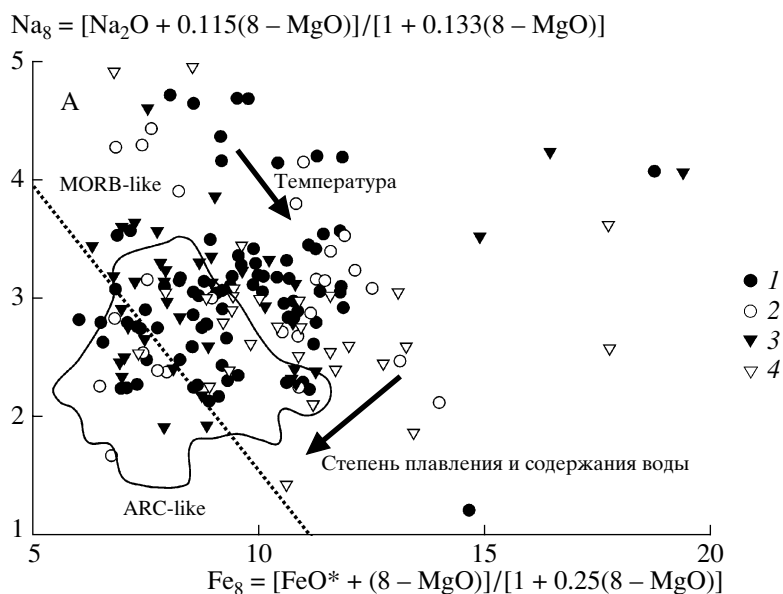


Рис. 9. Базальты Камчатского Мыса и систематика задуговых базальтов островодужных систем мирового океана в координатах Na_8 – Fe_8 , по [90]

Базальты, диабазы, долериты Камчатского Мыса: 1 – смагинские, 2 – пикежские, 3 – оленегорские, 4 – комплекса параллельных даек. В нанесенном на диаграмму ареале (тонкая линия) заключены составы задуговых базальтов основных островодужных систем, имеющих задуговые бассейны [90, фиг. 10]: Лау бассейн в Тонга-Лау островодужной системе, Манус бассейн в системе Новая Британия–Новая Ирландия, бассейн Марианна в одноименной островодужной системе и бассейн Скотия в Южно-Сандвичевой системе. Пунктирной линией ареал разделен на поля базальтов, подобных MORB (MORB-like), и островодужным (ARC-like). Породы с наименьшими степенями плавления и наименее водонасыщенные располагаются вдоль поля глобальных MORB. Основной массив составов базальтов Камчатского Мыса сдвинут в поле MORB составов. Направленность глубины магмогенерации и, соответственно, температурного роста (обратная корреляция Na_8 – Fe_8) и возрастания степени плавления и водонасыщенности (прямая корреляция Na_8 – Fe_8) показаны стрелками

вариации CaO/Al_2O_3 (см. рис. 6, Б). Из 67 образцов габбро, собранных в нашей компиляции, только в пяти содержание TiO_2 превышает 1%. Образцы с содержанием TiO_2 более 1% относятся к наименее магнезиальным расплавленным габбро верхних горизонтов Оленегорского разреза.

Приведенные в [39] редкоземельные спектры амфиболовых габбро на р. 1-я Ольховая и поздних плагиогранитных жил в них, на наш взгляд, по уровню содержаний REE и конфигурации их трендов отражают генетическую связь плагиогранитов с E-MORB и N-MORB эффузивами океана. Не исключено, что эти продукты остаточных, обогащенных SiO_2 , базальтовых расплавов кристаллизовались в габбровом слое океанической коры благодаря появлению водосодержащего (метеорного) флюида, способствовавшего обмену теплом между разными горизонтами коры в процессе ее остывания [65].

Геохимии базальтов Оленегорского массива (в том числе и комплекса параллельных даек) и эффузивам вулканогенно-осадочной африканской серии посвящены несколько работ [4, 8, 11, 16, 21, 25–27, 29–32, 35, 36, 40]. На диаграмме $Na_2O + K_2O$ – SiO_2 (рис. 7, А) фигуративные точки ба-

зальтов дают широкое поле, соответствующее составам от океанических толеитов в низкощелочной области до гавайитов и муджиеритов – в высокощелочной. Составы пород дайкового и базальтового горизонтов Оленегорского массива почти полностью совпадают с ареалом N-MORB Восточно-Тихоокеанского поднятия [50]. Эффузивы дифференцированы от толеитов до андезитобазальтов и андезитов. Особую группу рассматриваемых пород составляют субщелочные и щелочные калиевые субвулканические базальты смагинской ассоциации [4, 25–28, 35].

Некоторыми исследователями выделялась особая Fe–Ti группа базальтов [31, 32, 35]. Сопоставление базальтов Африканского блока с широко известными Fe–Ti базальтами хребта Шписс в Южной Атлантике [22, 68] (см. рис. 7, Б) показывает, что только часть смагинских и пикежских эффузивов отвечает по составу ферробазальтам этого региона. В целом же можно говорить о Fe–Ti направленности кристаллизационной дифференциации вулканитов африканской серии, что отмечалось нами ранее [16].

По соотношению основных петрогенных окислов (TiO_2 и SiO_2) с MgO (в мас. %) (рис. 8) можно

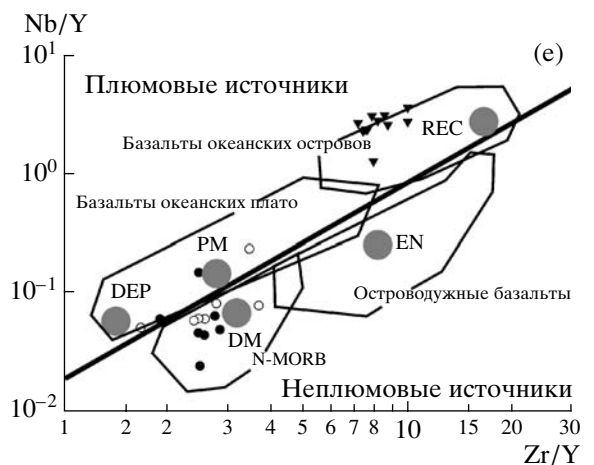
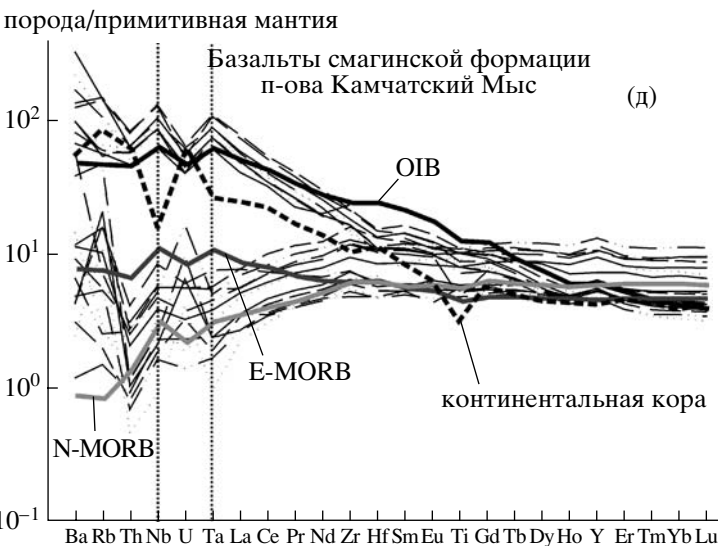
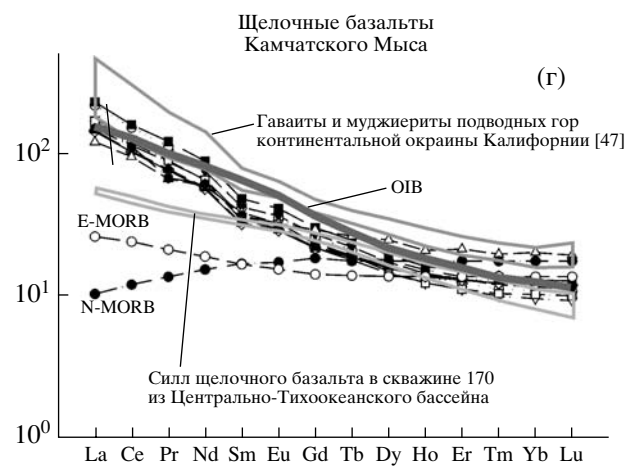
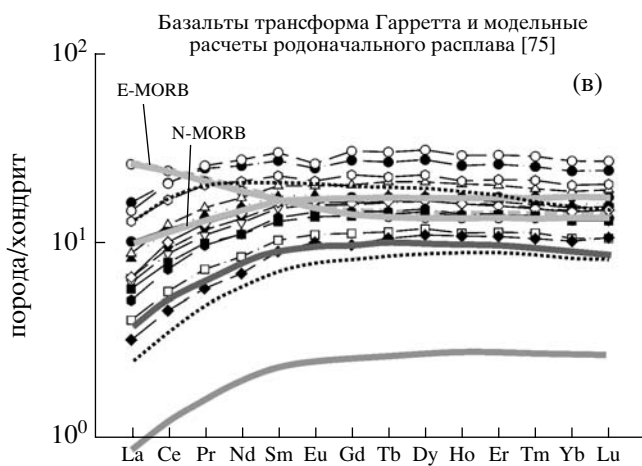
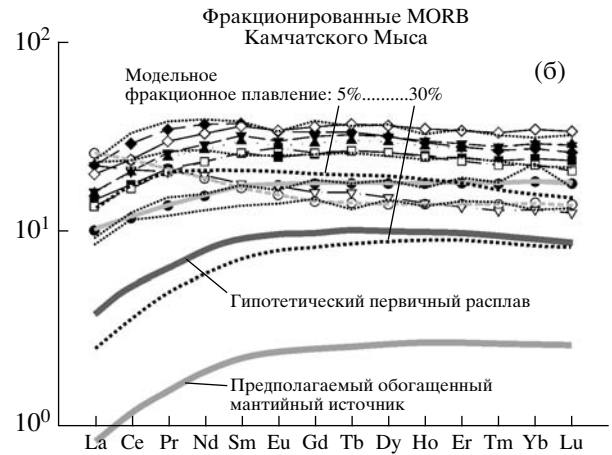
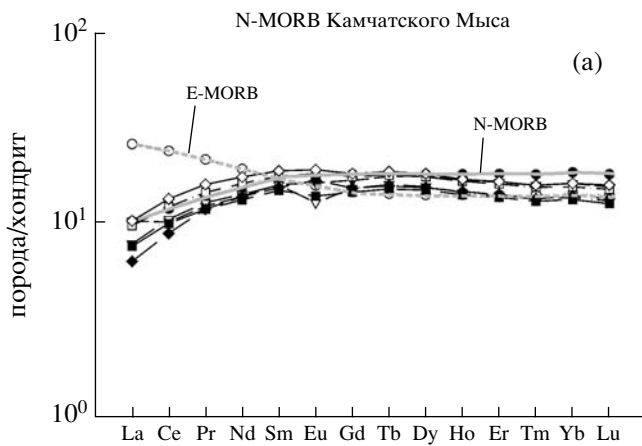
сказать с уверенностью об абсолютном отсутствии в составе рассматриваемых базальтовых комплексов бонинитов и бонинитоподобных пород [60, 61], предполагаемое присутствие которых в составе офиолитов Камчатского Мыса дало основание исследователям [19, 20, 28, 39, 40] поддерживать концепцию супрасубдукционного их происхождения. Основываясь на некоторых геохимических параметрах, таких как Zr/Y, Zr/Nb, La/Nb и других, А.В. Федорчук и Н.В. Цуканов [40] выделили группу базальтов в составе так называемого каменского комплекса (см. выше), возраст которого сочли палеоцен-эоценовым, и предположили их задуговое происхождение. Чтобы разобраться в этих предположениях, мы рассмотрели положение всех базальтов Африканского блока в систематике задуговых базальтов [90] (рис. 9), используемой многими геохимиками [64, 82 и др.]. Систематика эта основана на применении параметрических коэффициентов Na_8 и Fe_8 , предложенных в свое время Э. Клейн и Ч. Лангмюром. Следует заметить, что приведенный коэффициент Na_8 имеет прямую корреляцию с глубинами корового очага в осевых частях океанических хребтов и, соответственно, с мощностью коры, коэффициент Fe_8 – обратную корреляцию с осевыми глубинами хребтов [64].

Рассмотрение валовых составов базальтов Камчатского Мыса в этой систематике (см. рис. 9) показывает, в целом, несовпадение общих ареалов задуговых базальтов в основных современных островодужных системах мира и анализируемых нами. Частичное перекрытие ареалов позволяет говорить лишь о частичной конвергентной сходимости геохимических признаков: в каждый сегмент диаграммы попадают фигуративные точки всех четырех базальтовых комплексов Камчатского Мыса, в том числе и комплекса параллельных даек. Это, на наш взгляд, говорит о том, что ни одна из групп проанализированных базальтов не является задуговой по происхождению. Необходимо, как нам представляется, отдельное рассмотрение этой интересной проблемы.

В целом же вариационные диаграммы петрогенных элементов всех групп базальтов (см. рис. 8) в наибольшей степени сопоставляются с составами базальтов Карибско-Колумбийского океанического плато (кроме примитивных магнезиальных пикритовых базальтов, отсутствующих в нашей компиляции), сформированного деятельностью обширного по площади мантийного плюма позднемелового времени [62, 63, 66]. С другой стороны, такая геохимическая характеристика базальтовых комплексов исследуемых офиолитов позволяет нам рассматривать концепцию плюмзависимого [77, 78] происхождения базальтовых и связанных с ними породных комплексов, предположив, что

смагинская ассоциация формировалась в составе вулканического внутриплитного поднятия. В этой связи представляется петрологически весьма перспективным выяснение происхождения огромных масс свободного кремнезема и карбонатов, ассоциирующих со смагинскими базальтами. Однако, это – тема самостоятельного исследования.

Опубликованные Д.П. Савельевым [25–27] геохимические данные по базальтам Камчатского Мыса, которые в его стратиграфической схеме все вместе, в чередовании и переслаивании, относятся к разрезу смагинской свиты, дают нам основание рассмотреть геохимические параметры базальтов различных породных комплексов в предлагаемой нами схеме их стратификации. По составам редкоземельных элементов (рис. 10) можно выделить четыре группы базальтов: идентичные N-MORB (а), идентичные обогащенным базальтам океана (E-MORB) (б), фракционированные деплетированные D-MORB (б, в), которые сходны с базальтами трансформных разломов океана [45, 52, 75, 92] и деплетированными базальтами океанических островов (OIB) [55, 61, 84], а также щелочные базальты (г), сопоставимые по трендам REE с позднемеловыми щелочными базальтами центральных областей Тихого океана [57, 58]. N-MOR базальты (см. рис. 10а) по тем петрографическим характеристикам, которые приведены Д.П. Савельевым, с нашей точки зрения, являются верхними базальтами Оленегорского массива, точнее, тех фрагментов его верхнего горизонта (см. выше), которые обнажены в низовьях реки Каменной (см. рис. 1). К собственно смагинским базальтам на основании REE составов можно отнести другие три группы базальтов (см. рис. 10б, 10г): E-MORB (представленную всего лишь одним образцом), фракционированные D-MORB и щелочные базальты, представляющие субвулканическую фацию смагинских вулканитов. Приведенная на рис. 10д спайдер-диаграмма (мультиэлементная) для всех четырех рассмотренных групп базальтов показывает отчетливые Nb (в меньшей степени Ta) положительные аномалии, свидетельствующие о полном отсутствии во всех базальтовых составах надсубдукционной (островодужной) компоненты [72, 73, 82, 88]. Редкоземельные характеристики фракционированных базальтов позволяют провести сопоставление их с аналогами в трансформном разломе Гарретт [45, 52, 75, 92]. Кроме того, необходимо отметить, что деплетированные в той или иной степени базальты, в сочетании с N-MORB и щелочными базальтами, слагают изрядную часть вулканических островов в океане (OIB) [55, 61, 77, 84].



ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотренные выше данные свидетельствуют о наличии в составе офиолитов Камчатского Мыса фрагментов нескольких магматических ассоциаций.

Во-первых, это Оленегорский массив, где реконструирован разрез океанической коры от габбро-гипербазитовых кумулятов через изотропные габбро, перекрывающие их диабазы и редуцированный слой параллельных даек на переходе

Рис. 10. Нормализованные к хондриту [88] содержания редкоземельных элементов (REE): а, б, г – в базальтах смагинской формации [25–27], в – базальты трансформа Гарретт [75], д – мультиэлементная (спайдер) диаграмма для тех же базальтов (нормализовано по примитивной мантии [88]) и е – положение составов базальтов Камчатского Мыса на классификационной диаграмме Nb/Y–Zr/Y Кента Конди [44].

На диаграммы (а–г) нанесены содержания N-MORB (черные кружки) и E-MORB (белые кружки). Отметим, что на диаграмме (б) только один образец соответствует E-MORB (обогащенным толеитовым базальтам океана). Кроме того, на эту диаграмму нанесены составы REE в базальтах Камчатского Мыса (тонкие линии), по [35]. На диаграмме (г) для сравнения нанесены поля составов гавайитов и муджиеритов (темно-серая линия) подводных гор континентального склона Калифорнии [47] и составы силла щелочных базальтов с возрастом 97 ± 2.5 млн. лет (светло-серая линия) из скважины 170 рейса 17 DSDP [57]. На диаграмму (в) нанесены базальты трансформного разлома Гарретт, пересекающего Восточно-Тихоокеанское поднятие [75]. На диаграммы (в, б) нанесены расчетные данные Яолинг Нью и Р. Хеккиниана [75] составов REE по модели фракционного плавления для предполагаемого родоначального расплава ($Mg\# = 0.72$, в равновесии с мантийным оливином Fo_{90}), в то время как предполагаемый модельный мантийный источник модельного родоначального расплава приведен по [75] на рис. 5. На спайдер-диаграмме (д) нанесены тренды составов N-MORB, E-MORB, OIB (базальты океанских островов) и континентальной коры, по [72], нормализованные к составу примитивной мантии [88]. Точечным пунктиром выделены значения Nb и Ta. На диаграмме (е) [44]: PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EN – обогащенная компонента в мантии, REC – компонента рециклирующей мантии

к шаровым базальтам. Суммарная предполагаемая мощность этого разреза, скорее всего, превышает 6 км. N-MORB геохимические характеристики верхних породных комплексов оленегорского разреза (комплекс параллельных даек, диабазы и шаровые базальты) дополняют эту картину и позволяют полагать, что мы имеем дело с фрагментом океанической коры, сформированной в линейном спрединговом центре немногим раньше сеноманского времени. Ксенолиты перидотитов, описанные в нижней части разреза диаллаговых габбро, скорее всего, представляют собой отторженцы верхней части литосферной мантии в зоне корово-мантийного перехода.

Другие магматические комплексы, описанные выше, – гетерогенные (кумулятивные и реститогенные) перидотиты Солдатского массива и эффузивы смагинской ассоциации являются производными более поздних процессов.

Смагинские толеитовые эффузивы и субвулканы, с N-MORB и, преимущественно, с D-MORB геохимическими характеристиками, среди которых определенную роль играют щелочные базальты с характеристиками OIB, соответствуют представлениям о внутривулканическом поднятии, начавшем развитие в конце раннего мела (альб).

Формирование ккумулятивных перидотитов Солдатского массива по имеющимся (пока еще ограниченным и ненадежным данным) происходило близко по времени к смагинскому вулканизму (или немного позже). Часть реститогенных гипербазитов Солдатского массива также может быть связана с глубинными процессами под внутривулканическим Смагинским поднятием, а какая-то их часть – с Оленегорским центром спрединга. Ни один из этих комплексов, по-видимому, не формировался в надсубдукционных условиях. В основе таких представлений лежат несколько фактов:

а) глубоководная, океаническая обстановка формирования пород смагинской ассоциации [36]; б) отсутствие среди базальтовых комплексов офиолитов Камчатского Мыса бонинитов и бонинитоподобных пород – индикаторов супрасубдукционных обстановок; в) отсутствие метасоматических преобразований гипербазитов Солдатского массива, что наблюдалось бы, будь они длительное время составной частью надсубдукционного мантийного клина.

Это значит, что основной объем магматитов офиолитовой ассоциации Камчатского Мыса был сформирован еще до заложения зоны субдукции и появления Кроноцкой островной дуги. Мы полагаем, что оленегорские шаровые базальты, пластовые диабазы и дайки слоистого комплекса, генетически связанные с оленегорским габбровым ккумулятивным комплексом, вместе с последним комплементарны ккумулятивным лерцолитам, гарцбургитам и оливинитам Оленегорского массива и реститогенным гипербазитам в нем же. Смагинские эффузивы генетически связаны с ккумулятивными гипербазитами Солдатского массива, но и с реститогенными гипербазитами в этом массиве тоже.

Диаграмма, на которую нанесены все магматические комплексы офиолитов Камчатского Мыса в координатах $SiO_2/MgO-Al_2O_3$ (см. рис. 6, А), дает основания для изложенных выше предположений. Ж.-Л. Бодинье и М. Годар [42] показали, что все альпинотипные, офиолитовые и абиссальные перидотиты комплементарны составу мантии с оливином, магнезиальность которого, в среднем, отражает форстерит-89 [42, 91]. Рассматриваемая диаграмма показывает, что составы главных магматических комплексов Африканского блока могли формироваться по двум трендам: а) ведущему от примитивной мантии (Fo_{80}) с образованием всего гипербазит-габбро-базальтового ком-

плекса оленегорского массива (спрединговый тренд) и б) ведущему к появлению пород Смагинского вулканического поднятия от, вероятно, более деплетированных (Fo_{90}) перидотитов (плюм-зависимый тренд). Понятно, что вдоль каждого из трендов располагаются комплементарные образования. При этом выплавление эффузивов Смагинского вулканического поднятия по второму тренду сопровождается формированием гипербазитов, с одной стороны, дополнительно рестированных (реститы Солдатского массива), с другой – насыщенных оливином и клинопироксеном пород кумулятивного комплекса и связанных с ними габбро [77]. Стало быть, совершенно очевидно, что и дуниты, и шпинелевые гарцбургиты присутствуют как в том, так и в другом комплексах, имея при этом показанные выше различия. Происхождение избыточного оливина трактуется исследователями [71, 76, 77, 87] как результат подъема и остывания мантийного расплава в зоне корово-мантийного перехода в термальном пограничном слое при сохранении солидус-ликвидусного равновесия расплава. При этом вариации составов и MORB, и абиссальных перидотитов согласуются с различными степенями плавления (~10–22%) мантии под срединно-океаническими хребтами. Только щелочные породы субвулканов могут свидетельствовать об очень малых степенях плавления в источнике [83].

Надо сказать, что геофизические и петрологические исследования осевого магматического очага срединно-океанических хребтов как в океанах, так и в офиолитовых комплексах (преимущественно, Оман) [46, 50, 51, 69, 70, 74] показали, что плавление первичного вещества литосферной или примитивной мантии приводит к появлению расплавных линз и кумулятивной “кристаллической каши” габбро с тем или иным количеством интерстициального расплава в нижних горизонтах океанической коры [53, 54].

Оленегорский массив, как было показано, больше чем наполовину сложен кумулятивными породами, и подавляющая их часть – равновесные породы, имеющие положительную корреляцию по молекулярной магнезиальности и кальциевости (см. рис. 6, В₁). Однако анализ системы магнезиальность – температуры ликвидуса (см. рис. 6, В) для оленегорских кумулятов и базальтовых комплексов Оленегорского массива показывает существенное отличие их эволюционных трендов. Тем не менее, и породы расплавных комплексов (дайки, шаровые базальты, погребенные линзы расплава), и породы кумулятов (троктолиты, клинопироксеновые габбро, оливиновые габбро, габбро-нориты, клинопироксеновые дуниты, верлиты и вебстериты) произошли из единого родоначального расплава.

Наиболее примитивный оливин в троктолите габбровых кумулятов с магнезиальностью 0.841 [8, обр. В-21/А] должен, по нашим расчетам, соответствовать расплаву с магнезиальностью 0.636, но это значительно меньшая величина, чем рассчитанная среднеарифметическая магнезиальность всего кумулятивного комплекса габбро – 0.716. Стало быть, выйти на состав родоначального расплава можно только пропорциональным сложением определенных объемов кумулятивных габбро, даек слоистого комплекса ($Mg\# = 0.553$) и верхних оленегорских базальтов и диабазов ($Mg\# = 0.551$) (см. рис. 6, Б). Несложные, хотя и спекулятивные по ряду причин расчеты дают для всех трех породных комплексов родоначальный расплав с магнезиальностью 0.639, довольно близкой к расчетной. Надо отметить, что средняя магнезиальность глобальных MORB составляет 0.55, что соответствует магнезиальности оленегорских даек и базальтов. Яолинг Нью и его коллеги, изучавшие габбровый разрез *in situ* в скважине 735В, рейс 176 [74], показали, что смешение 55–75% габбровых кумулятов с 25–45% базальтов расположенной поблизости разломной зоны Атлантик II приводит к составу исходного рассчитанного для габбровых кумулятов расплава с $Mg\# = 0.637$. Аналогичные расчеты на основе породных комплексов Оленегорского массива привели, как указано выше, к значению магнезиальности, равной 0.639.

Расплав с такой магнезиальностью должен иметь комплементарный рестит в источниковой области, для того чтобы соответствовать исходному составу мантии с форстеритом-89 (см. рис. 6, А). В нашем случае таким реститом могут являться перидотиты в составе кумулятивного комплекса Солдатского массива и перидотиты в ксенолитах Оленегорских габбро. Гарцбургиты этих спорадически распространенных в обоих массивах образований, по данным [19], содержат оливин с форстеритом-90, в среднем $Fo_{90.2}$. Авторы не приводят количественной оценки своей систематики, в том числе и объема ее, что не позволяет рассчитать объем экстракции первоначального расплава. По теоретическим построениям М. Вальтера [85], необходимо до 30% полибарического близфракционного плавления исходной примитивной мантии [85, табл. 1, колонка 8, $Mg\# = 89.3$] для получения рестита с перидотитами указанного выше состава.

Что касается другого магматического процесса, приведшего к формированию Смагинского вулканического поднятия (вулканогенно-осадочного чехла коры), то выше было показано (см. рис. 4), что редкоземельные характеристики гарцбургитов кумулятивного комплекса Солдатского массива и абиссальных перидотитов океана

в наибольшей степени совпадают. При этом оговоримся, что выше мы согласились с мнением Яолинг Нью [71, 72] о том, что абиссальные перидотиты океана в значительной степени (9–12%) донасыщены кумулятивным более железистым оливином (Fo_{85}) и, скорее всего, клинопироксеном тоже. Суть дела состоит в том, что после кристаллизации оливина в термальном пограничном слое, при дальнейшем подъеме и остывании расплава происходит насыщение его глиноземом. Продолжающееся охлаждение расплава приводит к реакции его с выпавшим ранее оливином и кристаллизации вторичных алюминиевых фаз на промежуточных стадиях подъема (Srx , Орх, $Sr \pm Amf$). Это фиксируют пойкилобластовые структуры в кумулятивных гипербазитах. В зависимости от физического состояния интерстициального расплава (проникающие или каналлизированные поровые потоки) результатом реакции в любом случае является диффузное донасыщение перидотитов или формирование клинопироксеновых и/или вебстеритовых слоев. Локализация расплава и высокое его содержание предполагают образование преимущественно клинопироксенов в зоне корово-мантийного перехода. Переход от перидотитов к габбро и в Оленегорском массиве, и в Солдатском (гора Осыпь), как было показано, сопровождается силлами и дайками клинопироксенов. К этому можно добавить, что, по данным [74], появление клинопироксена на солидусе начинается при температурах, не превышающих 1180°C и давлениях менее 2 кбар (для анализа см. рис. 6, В).

Данные расчетов по модели фракционного плавления (fractional melting), выполненные Яолинг Нью и Р. Хекинианом (см. рис. 4) на базе анализов образцов из трансформа Гарретт [75], показывают, что гипербазиты этого трансформа являются остатками очень высоких степеней плавления мантийного источника (20–25%) при экстракции расплава, равновесного с оливином Fo_{90} , который, просачиваясь в верхние горизонты литосферной мантии, оставляет в зоне просачивания и остывания оливин более железистый – Fo_{85} (в образцах кумулятов Камчатского Мыса – это оливин с $Fo = 83–85$, при средней магнезиальности кумулятов, равной 0.88–0.887), чем оливин гипербазитов, составляющих зону корово-мантийного перехода.

На рис. 10б редкоземельные тренды смагинских дифференцированных базальтов также совмещены с модельными построениями Я. Нью и Р. Хекиниана [75]. Указанные авторы приходят к выводу о том, что базальты трансформа Гарретт представляют дифференцированный в зависимости от степени плавления исходный расплав, более деплетированный по REE и другим элемен-

там, нежели N-MORB верхнего слоя океанической коры. Как полагают Я. Нью и Р. Хекиниан, такой деплетированный состав мог возникнуть только в области плавления однажды уже деплетированного источника в мантии (см. модельные данные на рис. 4). Из такого источника выплавлялся, по их расчетам, родоначальный расплав с магнезиальностью 0.720 (Fo_{90}), который в процессе подъема на коровые уровни мог сформировать Солдатские кумулятивные гипербазиты ($Mg\# = 0.88–0.887$) и смагинское вулканическое поднятие со средней магнезиальностью эффузивов 0.526. Комплементарный базальтам и мафическим кумулятам гипербазитовый рестит представлен в Солдатском массиве наиболее деплетированными гарцбургитами с магнезиальностью 0.915–0.919 [19]. Кроме того, какая-то часть кумулятивных габбро Оленегорского массива могла быть сформирована во время воздействия на океаническую кору мантийного плюма в сеноман-туронское время. Такой комплекс пород на данной стадии изученности рассматриваемых офиолитов мы выделить пока что не можем.

Формирование слоя кумулятивных клинопироксеносодержащих дунитов в зоне корово-мантийного перехода трактуется также инфильтрационно-интеграционной петрологической моделью Дж. Сухра [87], построенной на базе данных по офиолитам Бэй оф Айленд. Подъем расплавов из примитивной мантии мог осуществляться в результате декомпрессионного плавления в зонах спрединга, крупных трансформах, либо под воздействием головы плюма. Смагинские эффузивы, экстрагируясь из деплетированного источника и поднимаясь к поверхности океана, пересекая корово-мантийную границу и температурный пограничный слой, остывали и осаждали на путях своего продвижения оливин и клинопироксен, повторно насыщая литосферную частично истощенную мантию и формируя кумулятивные перидотиты. Помещение составов смагинских эффузивов на диаграмму К. Конди [44] в координатах $Nb/Y-Zr/Y$ (см. рис. 10е), дает нам основание полагать, что формирование смагинского вулканического поднятия было связано с плюмовым источником, охватившим как области примитивной мантии, так и деплетированную литосферную мантию. Реститогенные остатки этого плавления согласно нашей компиляции имеют среднюю магнезиальность 0.915, в то время как суммарная средняя магнезиальность слоя кумулятивных гипербазитов составляет 0.883. В модели Дж. Сухра [87], цитированной выше, кумулятивные гипербазиты формируются объединенными литосферной и астеносферной компонентами. Смагинские базальты, судя по диаграмме К. Конди, также

сформированы, вероятнее всего, гетерогенными компонентами.

Д.П. Савельев [25–27] связывает генезис щелочных базальтов Камчатского Мыса с Гавайской горячей точкой, начало деятельности которой относит к альб-сеноманскому времени, справедливо полагая, что редкоземельные составы смагинских щелочных базальтов (см. рис. 10г, 10д), если не по уровню, то по конфигурации редкоземельных трендов сходны со средним содержанием REE в островных внутриплитных базальтах Тихого океана (OIB). Поскольку и N-MORB, и дифференцированные MORB (D-MORB) составы смагинских базальтов на диаграмме К. Конди (см. рис. 10е) группируются вблизи средних составов как примитивной мантии, так и деплетированной, а щелочные базальты субвулканов ложатся в поле OIB, привлечение в вероятный источник всех этих составов и литосферной, и астеносферной компонент, возможное только с участием плюма, вполне оправдано. Однако наши исследования [86] показывают, что предполагаемый плюм не являлся Гавайской горячей точкой, поскольку она возникла и эволюционировала на Тихоокеанской плите, в то время как Смагинское вулканическое поднятие формировалось, скорее всего, на плите Кула, тогда как Кроноцкая дуга зародилась на Северо-Американской плите.

В свое время А. Принцхофер и К. Аллегр [83], предлагая модель последовательно интегрированного неравновесного плавления, пояснили ее применимость для расплавов, формирующих щелочные базальты, при степени плавления в источнике меньше 5%. Меньшие степени плавления не дают расплавам интегрироваться для продвижения вверх. Критическая фракция расплава, который может мигрировать от источника, названа авторами “пороговым просачиванием” и оценивается в 2–5% плавления. Вполне возможно, что такой подход корреспондирует с субвулканическим геологическим положением смагинских щелочных базальтов.

Заметим, что совмещение астеносферной и литосферной компонент в источнике генерации поднимающихся в разные горизонты коры расплавов могло осуществляться при помощи головы плюма, содержащей и ту, и другую компоненты [55, 77 и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕКТОНО- СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПОРОД АФРИКАНСКОГО БЛОКА

Тектоно-стратиграфический разрез Африканского блока включает нижнемеловые породы,

типичные для нормальных срединно-океанических хребтов (Оленегорский массив), смагинскую ассоциацию осадков и базальтов, сформированную в пределах активного вулканического поднятия (плато?) в середине мела, пикежскую тефроидную ассоциацию, связанную с островодужными вулканическими центрами (сенон–ранний эоцен?), и, наконец, маастрихтские? субаркозовые песчаники, имеющие континентальный источник. Кроме того, в структуре блока важную роль играют позднемеловые(?) кумулятивные и реститогенные гипербазиты, образующие крупные аллохтонные пластины и многочисленные протрузии.

Такое сочетание комплексов может иметь два истолкования: 1) Африканский блок в составе Кроноцкой островной дуги является тектонизированным останцом ее фундамента, образованным в процессе формирования субдукционной зоны. 2) В блоке отражена последовательная аккреция породных комплексов, формировавшихся в различных частях океана. Африканский блок является частью субдуцирующей плиты, которая не смогла погрузиться в зону субдукции. В этом случае мы можем говорить о коллизии островной дуги и вулканического поднятия. Если не придавать большого значения разрывам, разделяющим Оленегорский массив и африканскую серию, и считать что африканская серия также является нормальной стратиграфической последовательностью, то наблюдаемое сочетание крупных элементов тектоно-стратиграфического разреза можно принимать за прямое отражение хронологических событий: зарождение океанической плиты в центре спрединга–преобразование определенной ее части в процессе формирования вулканического поднятия–коллизия с островной дугой. В этом случае мы имеем сложно построенную, гетерогенную, но структурно единую офиолитовую ассоциацию, развитие которой связано с длительной эволюцией магматических очагов, создававших океаническую кору, и изменениями условий плавления мантии.

От представлений об Африканском блоке как фундаменте Кроноцкой дуги, которая возникла на месте вулканического плато, в свою очередь сменившего кору, произведенную срединным океаническим хребтом, мы, по-видимому, должны отказаться. Относя пикежскую породную ассоциацию к фундаменту Кроноцкой дуги, мы вынуждены искать мощнейший источник тефры, предшествовавший началу собственно кроноцкого вулканизма. Наконец, “загоняя” пикежские песчаники в фундамент меловой Кроноцкой дуги, мы лишь оттягиваем решение проблемы питающей провинции этих песчаников, не предлагая для такого решения ничего нового.

За исключением пикежских песчаников, главные компоненты Африканского блока, такие, как Солдатский гипербазитовый массив, Оленегорский габбровый массив, смагинская ассоциация базальтов с известняками и яшмами и пикежская туфово-кремнистая формация, отражают этапы становления океанической коры: зарождение в центре спрединга–плюмзависимое формирование вулканогенно-осадочного поднятия и связанная с ним переработка нижних горизонтов коры–погружение в зону субдукции. С такой точки зрения различные элементы строения Африканского блока могут рассматриваться как фрагменты гетерогенной офиолитовой ассоциации. Не лишне будет заметить, что формирование кумулятивного комплекса гипербазитов в связи с возникновением вулканического поднятия, т.е. увеличение суммарной магнезиальности части литосферной мантии в районе поднятия, возможно, явилось причиной того, что Африканский блок океанической плиты застрял над зоной субдукции, обладая повышенной плавучестью [78].

В настоящее время Африканский блок принадлежит зоне восточных полуостровов Камчатки, которые еще в конце миоцена были фрагментами внутриокеанического поднятия на месте Кроноцкой палеодуги, активной в конце мела, палеоцене и эоцене. В конце мела дуга поставляла в пределы призмы огромные массы туфов, а, начиная с эоцена, поднятие внешней дуги, сформированное на месте призмы, снабжало офиолитокластикой прогиб, отделявший внешнюю дугу от вулканической. Палеомагнитные данные [2] о палеосклонениях в эоцене восточных полуостровов Камчатки и Командор показывают, что дуга, по всей вероятности, имела субширотное простираение. Судя по взаимному расположению Столбовского и Африканского блоков, фронт дуги, где располагалась аккреционная призма, был обращен на юг, а зона субдукции наклонена на север. Это согласуется с представлениями о том, что в конце мела и палеоцене Кроноцкая дуга не смещалась на север.

Но в любом понимании строение и формирование Африканского блока отражает процессы, происходившие на границах океанических плит и над внутриплитными структурами. Было бы интересным связать кинематику этих плит с событиями, отраженными в структуре блока, попытаться понять, можно ли место формирования пород Оленегорского массива идентифицировать с каким-либо реальным срединно-океаническим хребтом (например, с хребтом Кула-Пацифик) и можно ли считать плюм, породивший смагинскую ассоциацию пород и кумулятивные гипербазиты, Гавайским мантийным плюмом. Решению этих вопросов в какой-то степени может способство-

вать рассмотрение кинематики Кроноцкой дуги [86], но это сложная проблема, выходящая за рамки настоящей статьи.

Авторы благодарят Г.Е. Некрасова, А.В. Ландера, Ю.Д. Пушкарева, В.И. Виноградова и М.И. Буякайте за существенную помощь и содействие в работе над статьей. Мы искренне признательны М.В. Минцу, А.Н. Конилову, А.А. Щипанскому и О.М. Розену за поддержку нашей работы и весьма полезные советы и рекомендации при обсуждении главных положений, выводов и всей статьи в целом. Мы благодарны С.В. Руженцеву и С.Д. Соколову, предложившим в процессе рецензирования конструктивную правку ранней версии настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. *Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н.* Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–96.
3. *Бетхольд А.Ф., Квасов А.И., Семенова Д.Ф.* Геология, петрография и геохимия офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 78–84.
4. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Восточно-Камчатская серия, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 190 с.
5. *Бояринова М.Е.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Восточно-Камчатская серия, листы N-57-ХII, ХVIII, N-58-VII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 187 с.
6. *Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Политов А.Г., Цуканов Н.В.* Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21–34.
7. *Вишневская В.С., Бернгард В.В.* Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 35–40.
8. *Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 196 с.
9. *Долматов Б.К.* Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: Геол. ин-т ДВО АН СССР, 1972. 24 с.
10. *Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.

11. Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Гедике К., Фрайтаг Р., Алексеев Д.В. Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский Мыс – предварительные результаты // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 170–191.
12. Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. Возраст и изотопные особенности альпинотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 385. С. 812–815.
13. Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
14. Марков М.С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
15. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1972. № 4. С. 99–108.
16. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса // Геотектоника. 1977. № 6. С. 15–31.
17. Морозов О.А., Ростовцев Ю.В., Шапиро М.Н. Верхнемеловые песчаники полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) – продукты размыва континентальной коры: новые данные // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 301–313.
18. Осипенко А.Б., Конилов А.Н., Савельев Д.П. и др. Петрология амфиболитов п-ова Камчатский Мыс (В. Камчатка) // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 421–448.
19. Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 138–158.
20. Осипенко А.Б., Новаков Р.М. Хромитовая минерализация в ультрамафитах п-ова Камчатский Мыс (Камчатка) // Записки Всесоюз. минер. общ-ва. 2002. № 2. С. 84–98.
21. Пейве А.А. Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1987. № 2. С. 41–46.
22. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 277 с.
23. Пейве А.А., Казимиров А.Д. Основной магматизм полуострова Камчатский Мыс // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 41–57.
24. Разницын Ю.Н., Соколов С.Д., Цуканов Н.В., Вишневецкая В.С. Серпентинитовый меланж в структуре восточной части Кроноцкого п-ва (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1981. № 6. С. 934–938.
25. Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14–20.
26. Савельев Д.П. Внутриплитные вулканические образования в составе меловых океанических комплексов Восточной Камчатки // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы. РАН, 2004. 23 с.
27. Савельев Д.П. Меловые внутриплитные вулканы Восточной Камчатки: геологическая позиция и влияние на островодужный вулканизм // Геология и разведка. 2004. № 2. С.
28. Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В., Сейферт В., Циммер М., Гедике К., Фрайтаг Р., Баранов Б.В., Алексеев Д.И. Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 2001. Т. 380. № 5. С. 652–655.
29. Федорчук А.В. Внутреннее строение офиолитов Камчатского Мыса (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 4. С. 944–947.
30. Федорчук А.В. Полигенетические офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1991. № 2. С. 14–28.
31. Федорчук А.В. Геохимические индикаторы горизонтальных перемещений океанических реликтов Камчатки // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 3. С. 662–666.
32. Федорчук А.В. Геохимические особенности океанических фрагментов Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1992. Т. 332. № 6. С. 1152–1157.
33. Федорчук А.В., Вишневецкая В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ва Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
34. Федорчук А.В., Карпенко М.И., Журавлев А.З. Возраст формирования офиолитов п-ова Камчатский Мыс // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 6. С. 1457–1460.
35. Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т. Петрогеохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1710–1717.
36. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
37. Хотин М.Ю. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200000. Серия восточно-камчатская. Лист О-58-XXXI. Объяснительная записка. М., 1977. 94 с.

38. Хотин М.Ю. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1 : 200000. Серия восточно-камчатская. Лист О-58-XXVI. Объяснительная записка. М., 1977. 97 с.
39. Цуканов Н.В., Лучицкая М.В., Сколотнев С.Г., Крамер В., Сейферт В. Новые данные о строении и составе габброидов и плагиогранитов из поздне-мелового офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 2004. Т. 397. № 2. С. 1–4.
40. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 159–169.
41. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники на Восточной Камчатке // Литол. и полезн. ископ. 1973. № 5. С. 67–74.
42. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 2. P. 103–170.
43. Castillo P.R., Pringle M.S., Carlson R.W. East Mariana Basin tholeiites: Cretaceous intraplate basalts or rift basalts related to the Ontong Java plume? EPSL, 1994. Vol. 123. P. 139–154.
44. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. № 3–4. P. 491–504.
45. Constantin M. Gabbroic intrusions and magmatic metasomatism in harzburgites from the Garrett transform fault: implications for the nature of the mantle-crust transition at fast-spreading ridges // Contrib. Mineral Petrol. 1999. Vol. 136. P. 111–130.
46. Coogan L.A., Thompson G., MacLeod C.J. A textural and geochemical investigation of high level gabbros from the Oman ophiolite: implications for the role of the axial magma chamber at fast-spreading ridges // Lithos. 2002. Vol. 63. P. 67–82.
47. Davis A.S., Clague D.A., Bohron W.A., Dalrymple G.B., Greene H.G. Seamounts at the continental margin of California: A different kind of oceanic intraplate volcanism // GSA Bulletin. 2002. Vol. 114. № 3. P. 316–333.
48. Dick H.J.B., Bullen Th. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contr. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. P. 54–76.
49. Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // EPSL. 2000. Vol. 179. P. 31–51.
50. Flower M.F.J. Spreading-rate parameters in ocean crust: analogue for ophiolite? // Ophiolites and Oceanic Lithosphere. 1984. Geol. Spec. Publ. № 13. P. 25–40.
51. Godard M., Jousset D., Bodinier J.-L. Relationships between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 180. P. 133–148.
52. Hebert R., Bideau D., Hekinian R. Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform Fault near 13°30'S on East Pacific Rise: igneous petrology // EPSL, 1983. Vol. 65. P. 107–125.
53. Herzberg C. Geodynamic Information in Peridotite Petrology // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. № 12. P. 2507–2530.
54. Herzberg C. Partial Crystallization of Mid-Ocean Ridge basalts in the Crust and Mantle // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. № 12. P. 2389–2405.
55. Huang S., Regelous M., Thordarson T., Frey F.A. Petrogenesis of lavas from Detroit Seamount: Geochemical differences between Emperor Chain and Hawaiian volcanoes // G³. 2005. Vol. 6. № 1. P. 1–52.
56. Huot F., Maury R.C. The Round Mountain serpentinite melange, northern Coast Ranges of California: An association of backarc and arc-related tectonic units // GSA Bulletin. 2002. Vol. 114. № 1. P. 109–123.
57. Janney Ph.E., Castillo P.R. Basalts from the Central Pacific Basin: Evidence for the origin of Cretaceous igneous complexes in the Jurassic western Pacific // Journal of Geophysical Research. 1996. Vol. 101. № B2. P. 2875–2893.
58. Janney Ph.E., Castillo P.R. Geochemistry of Mesozoic Pacific mid-ocean ridge basalt: Constraints on melt generation and the evolution of the Pacific upper mantle // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. № B3. P. 5207–5229.
59. Ishii T., Robinson P.T., Maekaw H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamount in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 125 // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. Leg 125. College Station, Texas: 1992. Vol. 125. P. 445–485.
60. Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // Geology. 2002. Vol. 30. № 10. P. 899–902.
61. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 3. P. 594–660.
62. Kerr A.C. Oceanic Plateaus // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 3. P. 537–565.
63. Kerr A.C., Marriner G.F., Tarney J. et al. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis // Journal of Petrology. 1997. Vol. 38. № 6. P. 677–702.
64. Klein E.M. Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. ELSEVIER, 2003. Vol. 3. P. 433–463.
65. Koepke J., Feig S., Snow J. Late stage magmatic evolution of oceanic gabbros as a result of hydrous partial melting: Evidence from the Ocean Drilling Program (ODP),

- Leg 153 drilling at the Mid-Atlantic Ridge // *G³*. 2005. Vol. 6. № 2. P. 1–27.
66. *Larson R.L.* Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 547–550.
67. *Lee Yong Il.* Geotectonic significance of detrital chromian spinel: a review // *Geosciences Journal*. 1999. Vol. 3. № 1. P. 23–29.
68. *Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Erlank A.J.* Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. Vol. 60. P. 437–451.
69. *MacLeod C.J., Yaouancq G.* A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges // *EPSL*, 2000. Vol. 176. P. 357–373.
70. *Nicolas A., Poliakov A.* Melt migration and mechanical state in the lower crust of oceanic ridges // *Terra Nova*. 2001. Vol. 13. P. 64–69.
71. *Niu Y.* Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites // *Journal of Petrology*. 1997. Vol. 38. № 8. P. 1047–1074.
72. *Niu Y., Batiza R.* Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle // *EPSL*, 1997. Vol. 148. P. 471–483.
73. *Niu Y., Bideau D., Hekinian R., Batiza R.* Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation: a case study at the Mid-Atlantic Ridge 33–35°N // *EPSL*, 2001. Vol. 186. P. 383–399.
74. *Niu Y., Gilmore T., Mackie S., Greg A., Bath W.* Mineral Chemistry Whole-Rock Composition and Petrogenesis of Leg 176 Gabbros: Data and Discussion // *Proceedings of the ODP. Scientific Results / Eds. J.H. Natlabd, H.J.B. Dick, D.J. Miller, R.P. Von Herseu*. 2001. Vol. 176. Ch. 8. P. 1–60.
75. *Niu Y., Hekinian R.* Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 146. P. 243–258.
76. *Niu Y., Langmuir C.H., Kinzler R.J.* The origin of abyssal peridotites: new perspective // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 152. P. 251–265.
77. *Niu Y., O'Hara M.J.* Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics consideration // *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108. № B4. P. ECV 5-1–5-19.
78. *Niu Y., O'Hara M.J., Pearce J.A.* Initiation of Subduction Zones as a Consequence of Lateral Compositional Buoyancy Contrast within the Lithosphere: a Petrological Perspective // *Journal of Petrology*. 2003. Vol. 44. № 5. P. 851–866.
79. *Palme H., O'Neill H.St.C.* Cosmochemical Estimates of Mantle Composition // *Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian*. ELSEVIER. 2003. Vol. 2. P. 1–38.
80. *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting // *Journal of Petrology*. 1998. Vol. 39. № 9. P. 1577–1618.
81. *Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., Parkinson I.J., Leat P.T.* Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 36–53.
82. *Plank T., Langmuir Ch.H.* An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. Vol. 90. P. 349–370.
83. *Prinzhofer A., Allegre C.J.* Residual peridotites and the mechanisms of partial melting // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. Vol. 74. P. 251–265.
84. *Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Geller S.J.G.* Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // *Journal of Petrology*. 2003. Vol. 44. № 1. P. 113–140.
85. *Seyler M., Bonatti E.* Regional-scale melt-rock interaction in Iherzolitic mantle in the Romanche Fracture Zone (Atlantic Ocean) // *EPSL*, 1997. Vol. 146. P. 273–287.
86. *Shapiro M.N., Khotin M.Yu.* Late Cretaceous-Eocene evolution of the Kronotsky Arc // *EOC. Transaction American Geophysical Union*. 2004. Fall Meeting.
87. *Suhr G., Seck H.A., Shimizu N., Günther D., Jenner G.* Infiltration of refractory melts into the lowermost oceanic crust: evidence from dunite- and gabbro-hosted clinopyroxenes in the Bay of Islands Ophiolite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. Vol. 131. P. 136–154.
88. *Sun S.-S., McDonough*. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins / Eds. A.D. Saunders & M.J. Norry*. Geol. Society Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.
89. *Tartarotti P., Susini S., Nimis P., Ottolini L.* Melt migration in the upper mantle along the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic) // *Lithos*. 2002. Vol. 63. P. 125–149.
90. *Taylor B., Martinez F.* Back-arc basin basalt systematics // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 210. P. 481–497.
91. *Walter M.J.* Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere // *Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian*. ELSEVIER, 2003. Vol. 2. P. 363–389.
92. *Wendt J.I., Regelous M., Niu Y., Hekinian R., Collier K.D.* Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific // *EPSL*, 1999. Vol. 173. P. 271–284.

Рецензенты: С.Д. Соколов, С.В. Руженцев

Ophiolites of the Kamchatsky Mys Peninsula, Eastern Kamchatka: Structure, Composition, and Geodynamic Formation Conditions

M. Yu. Khotin^a and M. N. Shapiro^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

e-mail: av10533@comtv.ru

^b*Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia*

Abstract—Ophiolites of the Afrika Mys Block of the Kamchatsky Mys Peninsula, eastern Kamchatka, are a fragment of an accretionary prism that formed in the Late Cretaceous–Eocene on the southern side of the Kronotsky island arc as a result of its collision with the Smagino volcanic uplift that arose at the post-Neocomian time on the subducting plate. On the basis of the geologic, geochemical, and paleomagnetic data available to date, it is established that ophiolites are heterogeneous in their origin and were formed in different geodynamic settings that changed progressively with time. The heterogeneous structure of ophiolites displays the evolution of a fragment of the oceanic lithosphere, which was not submerged into subduction zone, from its origination in the spreading center via transformation under conditions of the plume-related volcanic uplift to the involvement in the structure of the Kronotsky island arc, which is currently a constituent of the accretionary system of Kamchatka. The reconstruction of ophiolites tectonically fragmented in the accretionary prism allows recognition of (1) derivatives of an ocean ridge (ultramafic–gabbro–basaltic complex of the Mount Olen'ya Massif) conjugated with a transform fault and volcanosedimentary rocks of the Smagino volcanic uplift (cover of the oceanic crust) and (2) a fragment of the lithospheric mantle (ultramafic rocks of the Lake Stolbovoe Massif) exhumed in the process of collision and genetically related to the evolution of the volcanic uplift. In the course of evolution of the Kronotsky island arc, all these elements were overlapped by tephrogenic turbidites (Pikezh Formation) and quartz–feldspar graywackes (Pikezh Sandstone) that were involved in the accretionary prism as well. The paleotectonic reconstructions broadly support the petrologic conclusions about the complementary nature of different igneous complexes and ascertain the temporal sequence of events.