

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

На правах рукописи

ПАЛАНДЖЯН Сурен Ашотович

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ
ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОБИОЛИТОВ
В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Специальность 04.00.08 - петрография и вулканология

Диссертация в виде
научного доклада
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва - 1991 г.

Работа выполнена в Северо-Восточном комплексном
научно-исследовательском институте ДВО АН СССР,
г. Магадан

Официальные оппоненты : доктор геолого-минералогических
наук Л.В.Дмитриев - ГЕОХИ АН СССР;
доктор геолого-минералогических
наук Г.Н.Савельева - ГИН АН СССР;
доктор геолого-минералогических
наук Н.И.Филатова - ИДС АН СССР.

Ведущая организация: ИГО "Аэрогеология".

Защита состоится *4 декабря* 1991 г. в *11* час. *00* мин. на
заседании Специализированного ученого совета Д.003.50.01 при
Институте литосферы АН СССР по адресу: 109180, Москва, Ж-180,
Старомонетный пер. 22.

Работа разослана *22/11* 1991г.

Ученый секретарь
Специализированного совета
кандидат геол.-мин.наук

Власова Н.К.Власова

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. Высокомagneзиальные перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), судя по геологическим и геофизическим данным, слагают огромные объемы в пределах верхней мантии континентов, океанов и переходных между ними зон. Как показывают результаты детального петрографического и геохимического изучения многих крупных альпинотипных массивов и данные экспериментальной петрологии, шпинелевые перидотиты верхней мантии представляют собой остаточные образования (реститы) от выплавления различных типов базальтоидных магм, формирующих вулканические и плутонические комплексы коры океанических и островодужных структур. В течение всего фанерозоя мантийные перидотиты были вовлечены в процессы формирования новой океанической литосферы в ГДО ^{*)} океанических бассейнов и энсиматических островодужных ансамблей, образуя в различной степени истощенный фундамент этих тектонических областей. Детальное изучение химического состава остаточных перидотитов, их породообразующих и аксессуарных минералов является одним из актуальных направлений петрологии верхней мантии; оно имеет первостепенное значение для выявления закономерностей формирования офиолитовых ассоциаций геологического прошлого в различных ГДО, разработки вопросов металлогенической специализации зон развития альпинотипных ультрамафитов складчатых поясов.

Цель и задачи исследования. Цель проведенного исследования заключалась в петрохимической типизации мантийных перидотитов,

^{*)} Здесь и далее использованы следующие сокращения: ГДО - геодинамические обстановки, в том числе: ВП - внутриплитные; ГС - границ скольжения; ПО - пассивных окраин; СОХ - срединно-океанических хребтов; НЭС - над зонами субдукции (супрасубдукционные); ЗОД - зарождающихся (незрелых) островных дуг; РОД - развитых островных дуг; МОКВ - базальты срединно-океанических хребтов (Н - нормальный, Е - обогащенный, Т - переходный типы) МП - минералы платиновой группы. Символы минералов и коэффициенты: О1 - оливин; Fo - форстерит, Орх - ортопироксен; Срх - клинопироксен; Di - диопсид; Sp - шпинель; Pl - плагиоклазы; An - анортит. $X_{Cr} = Cr / (Cr + Al)$; $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$; $RO = \frac{\sum FeO + MgO}{\sum CaO + MnO}$; $F = 100 \cdot \frac{\sum FeO}{\sum FeO + MgO}$ (в молекулярных количествах и формульных коэффициентах).



1992

удовлетворяющей требованиям реконструкции ГДО формирования гарцбургитовых и лерцолитовых комплексов офиолитовых ассоциаций. При проведении данного исследования решался ряд задач, главные среди которых следующие: 1) разработка критериев типизации перидотитов различных ГДО, основанных на распределении главных породообразующих элементов в сосуществующих минералах; 2) оценка ГДО формирования отдельных комплексов мантийных перидотитов в составе разновозрастных офиолитовых ассоциаций окраинно-континентальных и межконтинентальных складчатых поясов; 3) изучение связи металлогенических особенностей офиолитовых ассоциаций с петрохимическим типом перидотитовых комплексов и с ГДО формирования офиолитов.

Методика исследований заключалась в систематизации данных по химическому составу перидотитов и их главных минералов, представляющих различные ГДО современных континентов, океанов, островных дуг, а также перидотитов офиолитовых ассоциаций, и в сравнительном анализе петрохимических характеристик этих образований, с целью оценки ГДО формирования комплексов остаточных перидотитов. Интерпретации основаны на актуалистических представлениях об идентичности причинно-следственных связей процессов глубинного магматизма, протекавших в близких по геодинамической природе обстановках современной и древней тектоносферы. Для контроля оценки ГДО формирования альпинотипных перидотитов привлечены данные по химическому и петрографическому составу вулканических и плутонических комплексов некоторых детально изученных офиолитовых ассоциаций. Изучение альпинотипных перидотитов Корякского нагорья, Малого Кавказа включало геолого-петрографическое картирование офиолитов, установление взаимоотношений перидотитовых комплексов с плутоническими, дайковыми, вулканическими породами, анализ химического состава всех этих образований. Особое внимание уделялось микросондovому изучению химического состава минеральных фаз перидотитов. Основной объем данных по химическому составу минералов перидотитов, использованных в данной работе, получен при целенаправленном литературном поиске.

Фактический материал. Фактическую основу защищаемой работы составляют данные геологических исследований автора, проведенных начиная с 1960 года в пределах офиолитовых поясов Армении и Корякского нагорья, а также большой литературный ма-

териал по перидотитовым массивам различных регионов Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Монгольского поясов, ультрамафитам дна современных океанов, глубинным включениям в щелочных базальтоидах.

В 1960-1974 г.г. автор, будучи сотрудником ряда геологических учреждений Армении (Института геологических наук АН, Производственного геологоразведочного треста, Ереванского Политехнического института), изучал офиолиты Севанского хребта, Базумского горста, Амасийского и Вединского районов. Начиная с 1976 года и по настоящее время автор исследовал офиолиты в Корякском нагорье и в соседних с ним районах: были изучены массивы Усть-Бельский, Эльденырский, Тамватнейский, Красногорский, Чирьянайский, Среднегорский, полуострова Елистратова, хребта Пекульней, полимиктовые меланжи в Майницкой и Хатырской тектонических зонах, дунит-пироксеновые массивы Ватынской группы. Эти исследования до 1980 года осуществлялись в составе Корякской экспедиции СВКНИИ и ГИН АН СССР (научные руководители - А.В.Пейве, Д.М.Пушаровский, Н.А.Шило, С.М.Тильман). В 1985 году проведено дополнительное изучение Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов в Армении. В 1986 году автор принимал участие в экспедиции 7 рейса научно-исследовательского судна "Академик Александр Виноградов", организованной ТОИ и ДВГИ ДВО АН СССР, во время которой проведено исследование офиолитов глубоководных желобов Запада Тихого океана - Идзу-Бонинского, Волкано, Муссау, Западно-Меланезийского. Автором изучены петрографические особенности и химический состав минералов перидотитов, драгированных в Срединно-Каймановом центре спрединга экспедицией 4 рейса НИС "Академик Николай Страхов" (Геологический институт АН СССР, 1985 год).

Научная новизна. Защищаемая работа является вкладом в новое направление геологической науки, возникшее на стыке геотектоники и геохимии (петрохимии) и получившее название "химическая геодинамика" (термин К.Аллегра). Суть данного направления - в геодинамической интерпретации геохимических данных, информативных для индикаторных комплексов горных пород. Мантийные перидотиты, являющиеся, в силу большого диапазона петрохимических вариаций в разных ГДО, исключительно благоприятными объектами для исследования проблем химической геодинамики, лишь сравнительно недавно стали целенаправленно изучаться в качестве комп-

лексов-индикаторов ГДО формирования литосферы океанов и островодужных ансамблей. В настоящей работе впервые разработаны петрохимические критерии, позволяющие разделить абиссальные (океанические) и островодужные перидотиты не только на образования дивергентных и конвергентных границ, но и на типы, отражающие формирование мантийных комплексов на ранних стадиях развития океанических бассейнов, в срединно-океанических хребтах, на границах скольжения, в зарождающихся островных дугах и на более зрелых стадиях последних. Перечисленные типы перидотитовых комплексов различаются по некоторым характеристикам химического состава сосуществующих минералов - хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов. В работе показана возможность приложения разработанной типизации к анализу ГДО формирования перидотитовых комплексов офиолитов на примерах Корякского нагорья, Малого Кавказа, других регионов Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов. Показано изменение состава минералов платиновой группы в зависимости от ГДО формирования офиолитовых ассоциаций и петрохимического типа вмещающих перидотитовых комплексов.

Практическое значение работы определяется возможностью использования петрохимических критериев типизации перидотитовых комплексов для реконструкции ГДО их формирования при средне- и крупномасштабных геологосъемочных работах в районах развития офиолитов, при подготовке тектонических основ металлогенических карт регионов с аккреционным стилем тектоники, шовных тектонических зон, включающих массивы перидотитов. Изложенные в настоящей работе представления об изменении состава хромитов и минералов платиновой группы в зависимости от ГДО формирования офиолитов могут найти приложение при региональном и локальном прогнозировании коренных и россыпных рудопроявлений в пределах былых и современных активных окраин.

Апробация работы и публикации. Результаты исследований, а также основные защищаемые положения докладывались автором на всесоюзном семинаре "Минеральные преобразования океанической коры" (Владивосток, 1982), 27 сессии Международного геологического конгресса (Москва, 1984), X Всесоюзном литологическом совещании (Душанбе, 1988), международном симпозиуме "Проблемы физико-химической петрологии" (Москва, 1989), II Всесоюзном совещании "Тектоника литосферных плит" (Звенигород, 1989), реги-

ональном совещании "Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР" (Магадан, 1990), рудно-петрографической секции Ученого совета ДВГИ (Владивосток, 1990).

По вопросам геологического строения, тектонической позиции и петрологии офиолитов и их перидотитовых комплексов автором опубликовано 65 работ, в том числе монография по петрологии гипербазитов и габброидов Севанского хребта в Армении, главы в коллективных монографиях, посвященных тектонике континентальных окраин северо-запада Тихого океана, геологии и петрологии глубоководных желобов запада Тихого океана.

Сотрудничество, благодарности. В разные годы полевые исследования проведены автором совместно с А.А.Александровым, Э.А.Багдасаровым, Г.Г.Дмитренко, Л.Ф.Добржинцевой, Л.Д.Лавровой, М.С.Марковым, Л.С.Меликьяном, А.А.Пейве, А.Н.Петровым, Е.Е.Пугачевой, М.А.Сатианом, А.Д.Чеховым. Исследования, результаты которых составили защищаемую работу, проведены в сотрудничестве и при научных контактах с перечисленными товарищами, а также с И.Н.Говоровым, В.П.Зинкевичем, А.Г.Мочаловым, И.А.Тарариным, С.М.Тильманом. Особо следует отметить плодотворное научное сотрудничество с Г.Г.Дмитренко на протяжении последних 10 лет. Микронзондовые анализы минералов в образцах горных пород из коллекции автора выполнены Э.А.Багдасаровым, Е.М.Горячевой, Г.А.Меркуловым. При обсуждении текста доклада или основных защищаемых положений ценные советы получены от Н.А.Богданова, С.Г.Бялбжеского, М.Л.Гельмана, И.Н.Говорова, Г.Е.Некрасова, Г.Н.Савельевой, А.А.Савельева, С.Д.Соколова, С.М.Тильмана, Т.И.Фроловой, А.Д.Чехова, А.Я.Шараськина. Всем перечисленным исследователям автор выражает глубокую благодарность.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕРИДОТИТОВ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Мантийные перидотиты и ГДО их проявления

Мантийные (остаточные) перидотиты проявлены во всех главных геотектонических областях - континентальных, океанических и в зонах перехода между ними. Они представлены глубинными ксенолитами в щелочных базальтоидах, "горячими интрузиями" (альпинотипными массивами неофиолитового типа), тектоническими блоками в зонах трансформных и других разломов океанов, в рифтовых зонах СОХ, на островодужных склонах глубоководных желобов; наиболее крупные тела мантийных перидотитов обнажены в пределах

офиолитовых массивов, где они часто сочетаются с другими генетическими типами ультрамафитов - кумулятами, иногда и эвмагматитами. Остаточная природа ультрамафитов фундамента офиолитовых ассоциаций устанавливается с помощью нескольких независимых и взаимодополняющих критериев - геологических (последовательность пород в разрезах перидотитовых комплексов), петрографических (текстуры и структуры пород), петро- и геохимических (отношения Ca/Al , низкая железистость пород и минералов, другие особенности их химического состава) (Мензис, 1973; Штейнберг, 1985). Как офиолитовые, так и иные геолого-формационные типы остаточных перидотитов шпинелевой фации представляют собой производные геохимически истощенной более 1 млрд. лет назад наиболее верхней части мантии, родительской для базальтов N-MORB -типа (Мензис, 1984; Лазько и др., 1988).

Широкомасштабные петрохимические вариации отражают различия в уровнях истощения перидотитов магнезиальными компонентами, обусловленные неодинаковой степенью частичного плавления, неодинаковыми стартовыми составами мантийного вещества в различных ГДО (Дик, Буллен, 1984; Дик, Фишер, 1984; Бонатти, Майкл, 1988). Химические, физические, петрографические аспекты процессов частичного плавления лерцолитов изучены экспериментально и на отдельных природных объектах (глубинных ксенолитах, альпинотипных массивах); они рассмотрены в работах Г. Дика, Б. Майсена и А. Бёттчера, М. Мензиса, Ж.-К. Мерсье, А. Николя, И. Д. Рябчикова, многих других исследователей. Среди факторов, обуславливающих неодинаковую степень частичного плавления перидотитов, решающую роль играют геотермический режим и состав летучих компонентов. Параметры их в значительной степени контролируются геодинамическими обстановками мантийного магматизма, а также таким важным фактором геодинамического режима, каким является скорость спрединга, определяющая скорость подъема диапира в мантийном слое, глубину прекращения частичного плавления, количество экстрагированного расплава, форму и мощность магматической камеры (Будье, Николя, 1986). Другим фактором, определяющим различную степень истощенности мантийных перидотитов литосферы, может быть изначальная неоднородность исходного перидотита, обусловленная нерегулярными, хаотическими конвективными движениями в мантии (Пушаровский и др., 1990). Выявление возможной роли последнего фактора - дело будущих, более детальных исследований.

Петрохимическая и петрографическая дифференциация перидотитов имеет широкомаштабный характер и формирует латеральную и вертикальную неоднородность мантии в пределах литосферы. Вертикальная неоднородность устанавливается в отдельных крупных массивах и выражена сменой пород, обратной относительно магматических (кумулятивных) последовательностей: в остаточных вверх по разрезу нарастает роль гарцбургитов, обогащенных оливином их разностей и дунитов, а диоксидовые гарцбургиты и редкие для таких комплексов шпинелевые лерцолиты слагают наиболее глубокие горизонты. Латеральная неоднородность перидотитов имеет провинциальное значение и обычно трактуется как различие составов субконтинентальной (лерцолитовый тип) и субокеанической (гарцбургитовый тип) мантии (Николя, Джексон, 1972). В пределах субокеанической мантии выделяется также и плагиоклазосодержащий лерцолитовый подтип, связанный, как предполагается, с зонами медленного спрединга (Будье, Николя, 1986). Однако внутри каждого из этих подразделений вариации минерального и химического состава перидотитов значительны, и, как показывают более детальные данные, они могут отражать различные ГДО формирования перидотитов (Бонатти, Майкл, 1988; Паланджян и др., 1990).

В табл. I приведены основные ГДО формирования мантийных перидотитов, обнаженных в структурах современных континентов, океанов и переходных зон. В связи с выделением перидотитов границ латерального скольжения, необходимо оговорить различную геологическую природу трансформных разломов дна океана, маркирующих неодинаковые ГДО (Дубинин, 1987). В пределах зон разломов континентального заложения (например, в крупных трансформах Экваториальной Атлантики) сохраняются тектонические блоки перидотитов субконтинентального типа; примером их служат породы острова Св. Павла. В дивергентных обстановках СОХ формируются перидотиты, обнаженные в трансформных разломах типа хребет-хребет с небольшими и умеренными по величине активными отрезками. Иные ГДО характеризуют зоны наиболее крупных трансформных разломов типов дуга-дуга, дуга-хребет, с очень большими величинами активных отрезков, почти на всём протяжении служащие границами латерального скольжения соседних плит с океанической литосферой (Зоненшайн, 1979). Перидотиты, локализованные в этих зонах разломов, могут быть выделены в самостоятельный тип. Э. Бонатти и П. Майкл (1988) выделили также перидотиты, локализованные в пределах пассивных окраин современных океанов и формиру-

вавшиеся на ранних стадиях существования последних, при раскрытии внутриконтинентальных бассейнов с океанической корой.

Бажная в геологическом отношении группа перидотитов связана со структурами островодужных ансамблей - задуговыми бассейнами и островными дугами. Перидотиты активно развивающихся в настоящее время задуговых (междуговых) бассейнов остаются пока неизученными; частично этот недостаток восполняется данными по перидотитам впадины Айпод (Лазыко, Шарков, 1988) в домиоценовом бассейне Паресе-Вела (Филиппинское море). Перидотиты фундамента современных энсиматических островных дуг широко представлены в пределах островодужных склонов глубоководных желобов западного края Тихого океана. Значительный диапазон вариаций состава минералов этих перидотитов, их ассоциация как с островодужными толеитами, так и с бонинитоидами и другими крайне низкотитанистыми магматитами показывает, что перидотиты желобов могли формироваться в различных (в пространстве и во времени) тектонических структурах литосферного клина над зонами субдукции. Геологические данные и петрологические реконструкции по отдельным хорошо изученным офиолитам, формировавшимся в супрасубдукционных обстановках (Троодос, Оман, Папуа, Майницкая зона Корякского нагорья), позволяют подразделить последние на две группы, различающиеся по составу не только мантийных перидотитов, но также вулканических и плутонических пород: 1) офиолиты зон зарождающегося супрасубдукционного магматизма, характеризующиеся преобладанием среди вулканитов низкотитанистых толеитов и переходных бонинитоидов, большой ролью клинопироксена в составе ультрамафитов кумулятивных серий; 2) офиолиты более развитых структур, с вулканическими и плутоническими накоплениями крайне низкотитанистых толеитов и (или) бонинитов, доминирующей ролью ортопироксена (по сравнению с клинопироксеном) в составе кумулятов, развитием габбро-тоналитовых комплексов. Образование второго, наиболее истощенного, типа офиолитов связывается с рифтингом преддужья, вулканических дуг и внутридуговых бассейнов (Беккалува, Серри, 1988; Муртон, 1989). В процессе геологического развития островодужных ансамблей разные типы магматизма могут сменять друг друга в пространстве и во времени, образуя сложное чередование зон формирования толеитовых, известково-щелочных, бонинитовых серий (Шараськин, 1989). В офиолитах древних островодужных структур часто наблюдается наложение разных магматических серий - крайне низкоти-

танистых, низкотитанистых, высокотитанистых - при формировании вулканических, дайковых и плутонических комплексов (хорошие примеры приводятся в литературе по офиолитам Кипра, Омана, массивам Вуринос, Отрис, Бете Ков). Это обстоятельство, несомненно, отражается на составе перидотитового фундамента офиолитов, претерпевшего наложенные акты истощения над зонами субдукции.

Химический состав пород

Валовой химический состав перидотитов был (и остается) предметом детального изучения, направленного на решение как классификационных (обоснование номенклатуры перидотитов, типизация их по геотектоническим областям проявления), так и петрогенетических задач. Для настоящего исследования классификационные аспекты петрохимии перидотитов имеют первоочередное значение; они разрабатывались нами главным образом на примере массивов Корякского нагорья, Малого Кавказа, с привлечением большого фактического материала и выводов других исследователей по хорошо изученным массивам многих регионов. В начале 70-х годов Л.В.Дмитриевым, А.В.Ухановым, А.Я.Шараськиным (1972), Д.М.Шейнманном и В.Г.Лутцем (1974) было показано заметное различие между химическими составами перидотитов дна современных океанов и альпинотипных перидотитов офиолитов (включая перидотиты островных дуг). Детальный статистический анализ выявил более сложную картину петрохимической дискретности перидотитов мантийного происхождения (Дмитриев и др., 1976); была намечена глобально выраженная тенденция истощения магнофильными компонентами (или обогащения остаточными, тугоплавкими) перидотитов в ряду от глубинных включений, через океанические, к "геосинклиналильным" (островодужным).

Сложности, возникающие при петрохимической классификации (типизации) ультрамафитов, в определенной степени связаны с возможностью проявления аллохимических эффектов при серпентинизации. Петрографические данные, определение плотности пород, содержания в них H_2O недостаточны для точной оценки степени серпентинизации. Как показано Г.Г.Дмитренко и С.А.Паланджаном (1988), последняя возможна лишь петрохимическими методами, с учетом пропорции между SiO_2 , RO и H_2O . Несложные построения, учитывающие указанные компоненты, а также степень окисления железа, позволяют исключить анализы, заведомо относящиеся к аллохимически измененным перидотитам, и сформировать предло-

гавительные выборки для разработки отдельных вопросов номенклатуры пород, типизации комплексов по валовому химическому составу. Указанные классификационные задачи решались на основании статистической обработки величин RO/SiO_2 (молекулярные отношения), нормативного содержания диоксида, рассчитанного в "шпинелевой фации" (с последовательным вычислением хромита, шпинели, жадеита, диоксида, гиперстена, оливина), и нормативного плагиоклаза.

Простота минерального состава ультрамафитов ряда дунит-гарцбургит-лерполит обуславливает прямую связь между отношением модалных оливина и пироксенов, с одной стороны, и оснований к кремнезему, с другой. Гистограмма распределения величин RO/SiO_2 для 470 анализов пород Корякского нагорья позволяет четко разграничить дуниты ($RO/SiO_2 = 2,1-1,9$), перидотиты (1,9-1,4) и пироксениты (1,4-0,9). Разделение гарцбургитов и лерполитов проведено по величинам нормативных диоксида и плагиоклаза, при этом разграничение связано с некоторой неопределенностью, заставляющей выделять и промежуточные между ними разности. К гарцбургитам отнесены перидотиты с количеством нормативных диоксида и плагиоклаза менее 5%, к лерполитам - соответственно 7-15%; разности с $D1$ и $P1$ в пределах 5-7% - диоксидовые гарцбургиты (или бедные диоксидом лерполиты).

Применение уточненной петрохимической номенклатуры позволяет выработать количественную характеристику валового состава перидотитовых массивов зоны перехода от континента к океану и тем самым развить типизацию Л.В.Дмитриева и его соавторов. Существенно гарцбургитовые массивы Корякского нагорья по особенностям распределения RO/SiO_2 разделяются на две группы с разными величинами моды (M) указанного параметра: 1) массивы Пенжинского района (Валиктен, Кульский, п-ов Елистратова): $M=1.64-1.66$, содержание модалных пироксенов 25-45%; 2) массивы бассейна р.Чирьнай (Красногорский, Чирьнайский): $M=1.76-1.78$, содержания ортопироксена 10-25%. Перидотиты первой группы, как показано ниже, принадлежат к офиолитам задуговых, внутридуговых бассейнов и зарождающихся островных дуг; вторые - к ассоциациям более развитых островных дуг, представляя собой предельно истощенные образования. Эти данные противоречат представлениям о стандартном составе гарцбургитов в "дунит-перидотитовой" формации и свидетельствуют о существовании в складчатых областях и в фундаменте островных дуг по меньшей мере двух групп

гарцбургитовых комплексов, существенно различающихся между собой по степени истощения магнезиальными компонентами.

Систематизация данных по химическому составу гарцбургитов и шпинелевых лерцолитов различных регионов (около 500 анализов) с величиной железистости $9 \pm 3\%$ (магнезиальный геохимический тип О.М.Глазунова) обнаруживает последовательный рост истощения перидотитов кремнезёмом в следующем ряду тектонических обстановок их формирования, судя по величинам моды распределения отношений RO/SiO_2 : "горячие" интрузии (массивы корневой зоны) - 1.45-1.5; глубинные включения - 1.5-1.55; океаны - 1.55-1.60; лерцолитовые массивы офиолитов складчатых областей (Тамватней, Эльденыр, Усть-Бельский) - 1.6-1.65; гарцбургиты офиолитов зарождающихся дуг и задуговых котловин (массивы Пенжинского района) - 1.65-1.7; дунит-гарцбургитовые массивы зон рифтинга дуг и преддужья (Красногорский, Чирыйнаский) - 1.75-1.8 (Паланджян, Дмитренко, 1990).

Однако величины отношений RO/SiO_2 , как и другие параметры валового химического состава перидотитов, не дают количественных критериев для их типизации, в связи с очень широким взаимным перекрытием анализов в выборках, составленных по ГДО формирования. Так, в интервале основности перидотитов дна современных океанов целиком располагаются породы глубинных включений в континентальных базальтах, значительная часть гарцбургитов островных дуг и складчатых поясов. Поэтому возникает необходимость поиска других критериев для разделения остаточных гарцбургитов и лерцолитов на дискретные группы, в зависимости от связи последних с различными тектоническими структурами.

Химический состав минералов как показатель ГДО формирования перидотитов

За последнее десятилетие опубликованы результаты исследований состава главных породообразующих минералов и хромшпинелидов мантийных перидотитов как показателя геотектонических областей их формирования. Ж.Корнпробст, Д.Охненштеттер и М.Охненштеттер (1981) изучили вариации состава клинопироксенов в мантийных перидотитах; в качестве индикаторных для разделения субконтинентальных и субокеанических перидотитов эти исследователи предложили ковариации Na и Sr. Г.Дик и Т.Вуллен (1984) провели детальное исследование состава акцессорных хромшпинелидов абиссальных и альпийских перидотитов и разделили последние из

породы океанической литосферы, формирующейся в СОХ, и на образовании островных дуг; граница между ними определена по величине $X_{Cr} = 0,6$. Выделена также группа альпинотипных перидотитов с промежуточным составом шпинели, перекрывающим составы шпинели в обоих главных типах; породы таких массивов связываются с формированием островных дуг на океанической коре. Одновременно Г.Н. Савельева (1984) опубликовала данные о различиях состава минералов перидотитов отдельных океанических бассейнов и островных дуг; степень дифференциации вещества, согласно Г.Н.Савельевой, обусловлена вариациями скорости подъема, температурным режимом и начальной глубиной восходящих движений мантийного диапира, а также количеством этапов рестирования перидотита. В целом исследования связи состава сосуществующих минералов перидотитов с ГДО их формирования немногочисленны, и разработка количественных показателей находится в начальной стадии.

Для определения состава минералов, типичного для перидотитов отдельных ГДО, были использованы выборки микросондовых анализов сосуществующих минералов по литературным данным и по материалам автора настоящей работы. В выборки вошли данные по перидотитам шпинелевой фации (включая разности с богатыми хромом аксессуориями), не содержащим других глиноземистых фаз - плагиоклаза, граната, амфибола. Тем самым исключены породы, претерпевшие наложенные изменения состава в результате метасоматоза, импреньяции, локального метаморфизма. Помимо данных, характеризующих перидотиты современных континентов и океанов, привлечены анализы пород из комплексов, формировавшихся в различных структурах геологического прошлого и представленных отдельными хорошо изученными альпинотипными массивами офиолитового и неофиолитового геологических типов. Ниже дана краткая характеристика типоморфных комплексов перидотитов.

Глубинные ксенолиты шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах континентов характеризуются широкими вариациями состава пород и минералов. Для решения задач настоящего исследования требовалось использовать данные по наименее истощенному комплексу ксенолитов, более всего соответствующему исходному составу мантийных остаточных перидотитов фанерозоя. Сопоставление литературных данных по глубинным ксенолитам в базальтах Виктории (Австралия), Дрейзер Вейер (Германия), Центрального массива (Франция), Забайкалья, Монголии показало, что наименее истощенный комплекс шпинелевых перидотитов представлен включениями в

базальтах впадины Тариат в Монголии (Пресс и др., 1986; Рябчиков, 1988) и хребта Удокан в Байкальской рифтовой зоне (Турков и др., 1989).

Диapiroвые интрузии "горячих" перидотитов локализованы в зонах транскуррентных разломов (Северо-Ленинградской, Гибралтаро-Магрибской), развивавшихся в поздней эре в западном крае Тетиса, при раскрытии океанических бассейнов Центральной Атлантики и Лигурии. Для настоящего исследования использованы данные по составу минералов двух массивов Западных Альп - Бальдиссеро и Бальмучия, наименее дифференцированных и сложенных главным образом шпинелевыми лерцолитами (Эрнст, 1978; Шервайс, 1979).

Шпинелевые лерцолиты острова Забаргад в Красном море (Бонатти и др., 1986) дополняют выборку данных по субконтинентальным перидотитам; массив расположен в рифтогенном бассейне, представляющем "предокеаническую" ГДО (Бонатти, Майкл, 1988).

Перидотиты океанических границ латерального скольжения относятся к наименее истощенным образованиям океанической литосферы. До последнего времени сведения об этой группе перидотитов ограничивались данными по впадине Уитли в зоне разлома Оуэн (Хамлин, Бонатти, 1980; Савельева, 1981; Белевцев и др., 1984). Новые данные, характеризующие состав минералов перидотитов рассматриваемой ГДО, получены нами (Паланджян и др., 1990) при изучении бедных диопсидом лерцолитов Срединно-Кайманова центра спрединга - одного из элементов геодинамической системы зоны разломов Кайман (Бартлет), представляющей собой границу скольжения между Североамериканской и Карибской плитами. Эта трансформная зона типа дуга-дуга состоит из протяженных разломов Ориенте и Сван и расположенного между ними линейного участка океанической коры (трог Кайман), граничащего на севере и юге с более древними островодужными комплексами хребта Кайман и Никарагуанского плато (Перфит, Хизен, 1978). Последние слагали прежде единую островодужную структуру ларамийского возраста, расщепленную в эоцене продольной системой разломов, между которыми в небольшом центре спрединга генерировалась океаническая литосфера в течение всего времени левостороннего смещения Северо-Американской плиты относительно Карибской.

Перидотиты пассивных окраин океанов были изучены в структурах Иберийской окраины Атлантики, западнее Галисийской банки (Буало и др., 1980); на Австралийской окраине Индийского океана, в разломе Дамантина (Нихоллс и др., 1981). Э.Бонатти и

П. Майкл (1988) при построении диаграммы используют также неопубликованные анализы минералов перидотитов, драгированных в океанической окраине Шпицбергена. При характеристике рассматриваемой группы перидотитов нами использованы и аналитические данные по лерцолитам Внешних Лигурид (Пиккардо, 1976; Эрнст, Пиккардо, 1979; Беккалува и др., 1984). Последние представлены крупными одистолитами в меловых-эоценовых флишевых комплексах, где они ассоциируют с континентальным детритом (обломками герцинских гранитоидов и гнейсов, кислых вулканитов, слюдяных сланцев, гранулитов), при отсутствии крупных габбровых тел. Это обстоятельство позволяет исследователям интерпретировать лерцолиты Внешних Лигурид как фрагменты пассивной окраины океанического бассейна (Беккалува и др., 1984).

Перидотиты срединно-океанических хребтов. В строении современных СОХ преобладают регионы с низкой (1-3 см/год), умеренной (3-5 см/год) и высокой (более 5 см/год) скоростями спрединга, перидотиты которых можно считать представительными для характеристики СОХ-типа. Литературными данными охарактеризован состав минералов перидотитов Срединно-Атлантического хребта (рифтовая долина и зоны разломов 22° ю.ш., Кейн), Аравийско-Индийского, или Центрально-Индийского (рифтовая долина и зоны разломов Вима, Арго, Мария Целеста), Восточно-Тихоокеанского поднятия (зоны разломов Хизен, Кларсон, Элтанян, Гаррет, Математиков); анализы минералов заимствованы из работ Ш.Араи и Т.Фуджи (1979), Д.Ванко и Р.Батиза (1982), Г.Дика и Т.Буллена (1984), Т.Жото и др. (1989), Н.А.Куренцовой (1979), Е.Е.Лазько и др. (1984), М.Принца и др. (1976), Г.Н.Савельевой (1987), Дж.Синтона (1979), Р.Хеберта и др. (1983). Перидотиты хребтов с крайне малой (менее 1 см/год) величиной спрединга выделены в таблице I в отдельную группу; это данные по Западно-Индийскому хребту (зоны разломов Оркадских островов, Шака, Эндрю Бейн, Принц Эдуард), Американско-Антарктическому хребту (зоны разломов Вулкан, Буллард), взятые из работ К.Джонсона и др. (1990), Г.Дика (1989), Г.Дика и Т.Буллена (1984), Н.А.Куренцовой (1979). Выделены также более истощенные перидотиты тех участков СОХ, на которые наложены акты магматизма "мантийных плывов" - горячих точек Центральной Атлантики (зоны разломов 43° с.ш., ФАМОУС-Б, Курчатова), Индийского океана (Буве, Марион), по данным Т.Шибата и Г.Томпсона (1986), Г.Дика и его соавторов.

Перидотиты супрасубдукционных зон характеризуют данные, по-

Таблица I. Вариации химического состава минералов мантийных перидотитов в различных геодинамических обстановках

Границы плит	Геодинамические обстановки формирования и тектоническая позиция перидотитов	γ_{Cr}^{Sp}	Al ₂ O ₃ (мас. %)		$\frac{Na}{Na+Cr}$
			Orx	Crx	Crx
Субконтинентальные					
Внутри- плитные	1. <u>Области предрифтового вулканизма и рифтогенеза</u> : глубинные ксенолиты в щелочных базальтоидах (впадина Тариат в Монголии; Байкальская область)	0.08- -0.15	3.9-5.7	5.7-8.0	0.77- -0.89
	2. <u>Зоны транскуррентных разломов</u> : массивы "корневой области" Западных Альп (Бальдиссеро, Бальмучия)	0.09- -0.19	3.2-5.3	4.3-7.1	0.74- 0.88
	3. <u>Рифтогенный "предокеанический" бассейн</u> Красного моря (остров Забаргад)	0.09- -0.11	3.2-4.0	6.2-7.3	0.81- -0.88
Субокеанические (абиссальные)					
Латераль- ного скольже- ния	4. <u>Зоны крупных трансформных разломов</u> (э.р.) типов дуга-дуга, дуга-хребет (впадина Уитли в э.р. Оуэн, центр спрединга в э.р. Кайман)	0.15- -0.25	4.1-5.7	5.8-6.5	0.15- -0.57
	5. <u>Пассивные окраины океанов</u> (перидотиты ранних стадий раскрытия океанических бассейнов): Сев.Атлантики (Иберийская окраина), Индийского (КЗ окраина Австралии), мезозойского Лигурийского океана (лерцолиты Внешних Лигурид)	0.10- -0.33	3.1-5.8	4.6-8.0	0.61- -0.72
Дивер- гентные	6. <u>СОХ с очень малой скоростью спрединга</u> : Западно-Индийский, Американо-Антарктический хребты	0.11- -0.37	3.8-6.3	4.8-8.2	0.20- -0.68
	7. <u>СОХ с умеренной и высокой скоростями спрединга</u> : Срединно-Атлантический [*] , Аравийско-Индийский хребты, Восточно-Тихоокеанское поднятие	0.23- -0.42	3.2-4.3	3.3-5.4	0.04- -0.40
	8. <u>СОХ в участках наложения мантийных плюмов</u> : Срединно-Атлантический в районе Азорской горячей точки; Американо-Антарктический в районе острова Буве; Западно-Индийский в районе острова Марион	0.34- -0.60	2.0-3.7	2.1-4.7	0.08- -0.30
Супрасубдукционные					
Конвер- гентные	9. <u>Фундамент современных энсиматических островных дуг</u> : внутренние склоны глубоководных желобов западного края Тихого океана	0.46- -0.83	0.5-2.0	1.1-2.0	0.27- -0.49
	10. <u>Зарождающиеся островные дуги</u> (офиолиты формируются при спрединге над зоной субдукции): Трюдос, Оман	0.45- -0.65	1.5-2.9	1.3-3.3	0.01- -0.40
	11. <u>Островные дуги на более развитых стадиях</u> (офиолиты формируются при рифтинге дуг и преддужья): Красногорский, Чирнайский массивы Корякского нагорья; Папуа; Сев.Тибет	0.60- -0.90	0.4-1.4	0.5-1.2	0.01- -0.50

* За исключением разломов континентального заложения (Романш, Св.Павла).

Символы минералов: Sp - хромовая шпинель; Orx - ортопироксен; Crx - клинопироксен.

лученные при драгировании островодужных склонов глубоководных желобов - Идзу-Бонинского, Марианского, Яп, Западно-Меланезийского, Тонга (Блумер, Хоукис, 1983; Высоцкий, 1989; Говоров и др., 1989; Куренцова, 1979; Лазько, 1988; Паланджян и др., 1990; Савельева, 1987; Шека и др., 1978). Для перидотитов ранних стадий супрасубдукционного магматизма, когда ещё не сформированы вулканические поднятия, представительным примером является комплекс Троодос, формировавшийся в два этапа спрединга (или рифтинга с небольшим растяжением) (Пирс и др., 1984; Ти и Мурс, 1988). Примерами перидотитов более развитых энзиматических островных дуг могут служить бедные энстатитом гардбургиты Красногорского, Чирынайского, Среднегорского массивов Корякского нагорья, Папуа-Новой Гвинеи, Северного Тибета.

По перечисленным выше комплексам перидотитов были составлены выборки анализов, характеризующих химический состав оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов, хромовых шпинелей. Гистограммы содержаний индикаторных компонентов и их отношений позволяют считать, что наиболее показательны для характеристики перидотитов отдельных ГДО содержания глинозема в пироксенах, отношения Cr/Al шпинелей, Na/Cr клинопироксенов. Величины X_{Mg} для минералов отдельных типов перидотитов в значительной степени перекрываются, хотя оценки моды закономерно возрастают от субконтинентальных, через субокеанические к островодужным. Низкий уровень концентрации титана в клинопироксенах и шпинелях, повышающий вероятность неточностей микросондового анализа, ограничивает возможность применения данных по титану для типизации перидотитов.

Характеристика химического состава минералов основана на 167 анализах ортопироксенов, 135 клинопироксенов, 188 шпинелей. В обобщенном виде результаты представлены в табл. I, где показаны вариации четырех главных параметров. Интервалы некоторых из них практически одинаковы для нескольких выделенных групп перидотитов, однако сочетание трёх-четырёх параметров химического состава позволяет наметить критерии для выделения главных типов перидотитов с индивидуальными особенностями состава сосуществующих минеральных фаз.



1982

Главные петрохимические типы перидотитовых комплексов,
сформировавшихся в различных ГДО

Данные, приведенные в табл. I, дают возможность подразделить мантийные перидотиты шпинелевой фации (включая породы с высокохромистыми аксессуарами) по крайней мере на пять типов, различающихся по некоторым важным характеристикам химического состава минералов (табл. 2) и представляющих главные геодинамические обстановки на границах плит и внутри последних.

I. Внутриплитный тип мантийных перидотитов объединяет первые три группы в табл. I с близкими характеристиками состава минералов. Они представляют крайне слабо истощенные лерцолиты субконтинентальной мантии, однако те же параметры состава свойственны и шпинелевым лерцолитам субокеанической мантии; примером последних являются глубинные включения в базанитах острова Таити (Трейси, 1980). Поэтому правильнее считать, что выделенный тип перидотитов характеризует петрохимически необедненные (*fertile*) шпинелевые лерцолиты внутренних участков литосферных плит (как континентальных, так и океанических). Геодинамические обстановки отторжения и вывода фрагментов этих перидотитов на уровень земной коры связаны с предрифтовым вулканизмом и рифтогенезисом в континентальных областях, внутриплитным вулканизмом "горячих точек" в океанических. Характерные особенности химического состава внутриплитных лерцолитов: значительные вариации глинозема в пироксенах при устойчиво высокой глиноземистости сосуществующей шпинели; наиболее высокая натровость клинопироксена (отношение формульных коэффициентов Na/Cr от 3 до 8).

2. Перидотиты границ скольжения охарактеризованы пока ограниченным количеством фактического материала по двум регионам их развития. Несмотря на различную геологическую историю зон разломов Оуэн и Кайман, перидотиты близки по химизму, и можно думать, что эти составы специфичны для мантийных пород в зонах трансформных разломов типа дуга-дуга, дуга-хребет. Судя по величинам X_{Cr} , рассматриваемые перидотиты характеризуются промежуточной между W - и COX -типами степенью частичного плавления, высокими содержаниями Al_2O_3 в пироксенах (близкими к таковым перидотитов W -типа), при "океанических" величинах отношений Na/Cr . Эти особенности химического состава близки к таковым, установленным для перидотитов COX с крайне медленным спредин-

Таблица 2.

Главные петрохимические типы комплексов гарцбургитов и лерцолитов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках

Петрохимические типы	Вариации состава минералов			
	Cr	Al ₂ O ₃ (мас.%)		Na
	Cr+Al Sp	Orx	Crx	Na+Cr Crx
Внутриплитный (ВП)	0.08- -0.20	3.2-5.7	4.3-8.0	0.74- -0.90
Границ скольжения (ГС)	0.15- -0.25	4.3-5.7	5.8-6.5	0.15- -0.47
Пассивных окраин (ПО)	0.10- -0.33	3.1-5.8	4.6-8.0	0.61- -0.72
Срединно-океанических хребтов (СОХ)	0.23- -0.42	3.2-4.3	3.3-5.4	0.04- -0.40
Супрасубдукционный (НСЗ)	0.45- -0.90	0.4-2.9	0.5-3.3	0.01- -0.50

гом (табл.1). Последнее обстоятельство позволяет считать, что перидотиты типа ГС формировались при небольших степенях частичного плавления в условиях наименьших для океанической коры величин спрединга (1-2 см/год). В пользу этого предположения свидетельствуют установленная в Срединно-Каймановом поднятии норма спрединга в 2 см/год за последние 2.4 млн.лет (Макдональд, Холкомб, 1978), а также формирование как в трог Кайман, так и в СОХ с крайне низким спредингом аномально тонкой коры с базальтами, промежуточными между N-MORB и E-MORB. Пониженная натровость клинопироксена характерна для перидотитов всех типов спрединговых структур и, по-видимому, отражает специфику флюидного режима и малую глубину уравнивания минеральных парагенезисов.

3. Перидотиты пассивных окраин океанов по составу минеральных фаз близки к внутриплитным лерцолитам, отличаясь от последних лишь меньшими величинами Na/Cr (табл.2, рис.1). Помимо состава клинопироксена, они отличаются от лерцолитов диапировых интрузий в транскуррентных разломах континентальной коры своим геологическим окружением и относятся к офиолитовому

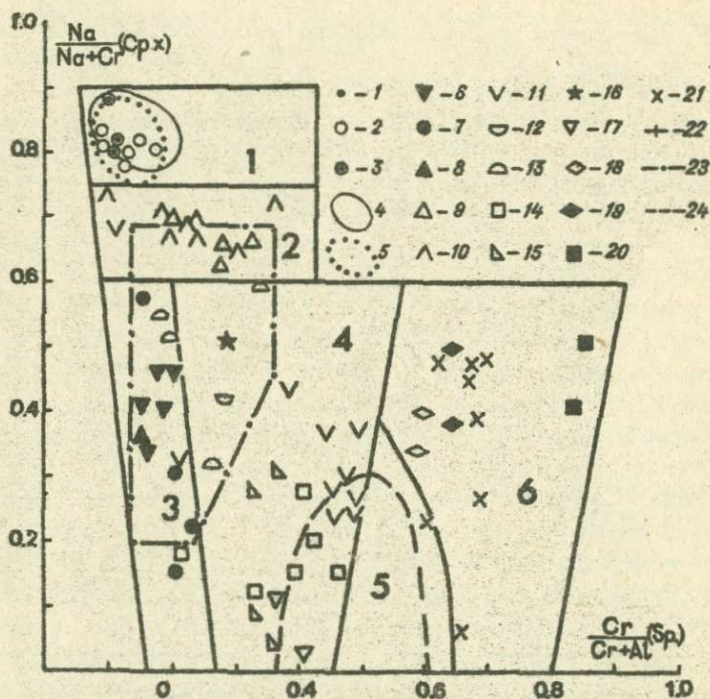


Рис. 1. Вариации отношений Na/Cr и Cr/Al в сосуществующих клинопироксенах и шпинелях перидотитов, уравновешенных в различных геодинамических обстановках.

Условные обозначения к рисункам 1 и 2: 1, 2 - глубинные ксенолиты в щелочных базальтоидах (1 - Зап. Монголия, Байкальская рифтовая зона; 2 - остров Таяти); 3 - Красное море (остров Забаргад); 4 - поле составов наименее истощенных глубинных ксенолитов; 5 - то же, лерцолитов Вальдиссеро, Бальмучия; 6-8: перидотиты трансформных разломов дуга-дуга, дуга-хребет (6 - трог Кайман; 7 - разлом Оуэн; 8 - разлом Яп); 9 - пассивные окраины океанов; 10, 11 - лерцолиты Лигурид (10 - Внешних, 11 - Внутренних); 12-15: перидотиты срединно-океанических хребтов (12 - Центрально-Индийского, 13 - Юго-Западного Индийского и Америко-Антарктического, 14 - Срединно-Атлантического, 15 - Восточно-Тихоокеанского поднятия); 16 - средний состав абиссальных перидотитов, по Г. Дику и Р. Фишеру (1984); 17 - Филиппинское море, впадина Айпод; 18 - островодужные склоны глубоководных желобов западного края Тихого океана; 19-22: наиболее истощенные гарцбургиты супрасубдукционных комплексов мезозойских офиолитовых массивов (19 - Чирьнайский; 20 - Красногорский; 21 - Сев. Тибет, 22 - Палуа); 23-24: поля составов абиссальных перидотитов, уравновешенных в особых условиях (23 - крайне медлен-

типу, со слабо развитыми габброидными комплексами и базальтами состава Т-МОВВ (Беккалува и др., 1984). Сравнение составов минералов перидотитов ПО и СОХ с различными величинами спрединга показывает, что первые могли формироваться в обстановке крайне медленного спрединга.

4. Перидотиты срединно-океанических хребтов отличаются от других типов абиссальных перидотитов прежде всего величиной $X_{Cr}^{SP} = 0.23-0.42$ (в подавляющем большинстве случаев выше 0.30), пониженным отношением Na/Cr клинопироксенов. Для огромных по протяженности СОХ с малой, средней и большой величиной спрединга в литературе имеется сравнительно немного данных по химическому составу минералов перидотитов, однако все они укладываются в интервалы, указанные в табл.2. Аналогичны этим и параметры химического состава минералов перидотитов, драгированных в междуговых котловинах Филиппинского моря (Геология и петрология зон глубоководных желобов..., 1990; Лазько, Шарков, 1988; Шека и др., 1986). Эти данные, пока малочисленные, позволяют считать, что перидотиты развитых задуговых (междуговых) бассейнов в первом приближении аналогичны перидотитам СОХ. Более истощенные перидотиты СОХ в участках наложения внутриплитного магматизма ассоциируют с вулканическими комплексами повышенной щелочности, обогащенными некогерентными компонентами, что может служить критерием их распознавания в аккреционных структурах складчатых областей. Если же рассматривать данные по современным СОХ в целом, то вариации состава перидотитов этой ГДО оказываются весьма значительными (табл.1). Они коррелируются с большим разнообразием петро- и геохимических характеристик базальтов СОХ в различных регионах, показанным в работах И.Н.Говорова, Л.В.Дмитриева, Н.М.Суцевской и других исследователей. Указанные вариации отражают неодинаковые величины спрединга при формировании магматических и реститовых комплексов в различных регионах СОХ, а также наложение внутриплитного магматизма и связанных с ним повторных актов истощения мантийных перидотитов.

ного спрединга; 24 - в участках СОХ с наложением внутриплитного магматизма).

Цифры на диаграмме относятся к разграниченным сплошными линиями полям составов перидотитов основных петрохимических типов: 1 - внутриплитного; 2 - пассивных окраин океанов; 3 - границ скольжения; 4 - срединно-океанических хребтов; 5 - зарождающихся островных дуг; 6 - развитых стадий островных дуг.

5. Супрасубдукционный тип перидотитов характеризуется наиболее истощенным в отношении глинозёма составом минералов, что позволяет уверенно отличать их от перидотитов СОХ; натровость клинопироксенов в обоих типах низкая. Широкий диапазон составов гарцбургитов глубоководных желобов обусловлен развитием в фундаменте современных "внутриокеанических" островных дуг тектонических фрагментов перидотитовых комплексов различных стадий развития супрасубдукционного мантийного клина, последовательно истощенных при наложенных актах рифтинга коры задуговых котловин, дуг и преддужья. Данные по составу офиолитов позволяют в ряде случаев подразделить рассматриваемые перидотиты на два подтипа - зарождающихся островных дуг (ЗОД) и более развитых островных дуг (РОД), как это сделано в табл. I.

Разработанная модель петрохимической типизации основана на данных по мантийным перидотитовым комплексам, изученным главным образом в различных ГДО современной литосферы. Возможность её экстраполяции на перидотиты офиолитовых ассоциаций геологического прошлого связана с необходимостью учета ряда ограничений, а также привлечения дополнительных данных. Особенно это касается наиболее распространенных перидотитов СОХ и НЭС. Как известно, среди офиолитовых массивов фрагменты литосферы океанических бассейнов, сопоставимых с современными океанами, сравнительно редки. Ж. Десмон и Л. Раделли (1989) приходят к выводу, что выделенные Ж. Пирсом, С. Липпардом и С. Робертсом два фундаментальных геохимических класса офиолитов - СОХ и НЭС в реально идентифицируемых геодинамических обстановках соответствуют главным образом двум типам структур активных окраин - задуговым и иным окраинным бассейнам (СОХ) и преддужьям (НЭС). Те же авторы относят к обстановке задуговых бассейнов образование и "внутриконтинентальных" малых океанических бассейнов, в которых формировались офиолиты Западных Альп. В отличие от некоторых срединно-океанических хребтов, современные задуговые бассейны характеризуются невысокими (16-38 мм/год) значениями спрединга (Сондерс, Тарни, 1984), что, очевидно, может ограничивать диапазон состава перидотитов СОХ-типа, формирующихся в мантийном основании этих структур. С другой стороны, некоторую неопределенность в интерпретации вносит отсутствие прямых данных, характеризующих перидотитовые комплексы задуговых бассейнов и НЭС в современных ГДО. Перидотиты глубоководных желобов слагают гетерогенный фундамент пред-

дужья современных островных дуг и ассоциируют с более древними комплексами вулканических и plutонических пород, для которых по петрографическим и геохимическим данным реконструируется формирование в структурах растяжения над зоной субдукции.

Очевидно, что интерпретация перидотитовых комплексов древних офиолитов должна быть основана не на простых аналогиях между петрохимическим типом и ГДО образования, но также и на учёте данных по составу, возрасту, геологическим условиям формирования ассоциирующих вулканических, plutонических, осадочных комплексов. Данные табл. I характеризуют лишь определенные петрохимические типы, конкретные же геологические и тектонические условия формирования комплексов с данной характеристикой могут несколько различаться, в связи с возможной конвергенцией петрохимических параметров перидотитов в некоторых ГДО. Так, составы перидотитов ГС и ПО в определенной степени перекрываются с таковыми из современных СОХ с крайне малой величиной спрединга (рис. I).

Ниже приведены результаты сопоставления разработанной типизации с составами конкретных перидотитовых комплексов офиолитовых ассоциаций Корякского нагорья, а также некоторых других массивов периконтинентальных и межконтинентальных складчатых областей.

ПЕРИДОТИТЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Тектоническая позиция

Примером региона, где в концентрированном виде проявлены вариации петрохимического состава перидотитов офиолитовых ассоциаций как между различными массивами, так и внутри отдельных из них, является Корякское нагорье, вместе с соседними с севера и с юга морфоструктурами. Современные представления о тектонике этого региона развиты в работах А.А.Александрова, Н.А.Богданова, С.Г.Бялбжеского, В.Х.Егизарова, М.С.Маркова, Г.Е.Некрасова, С.В.Руженцева, С.Д.Соколова, А.П.Ставского, С.М.Тильмана, В.Е.Хайна, А.Д.Чехова, В.Д.Чеховича. Согласно этим исследователям, нагорье представляет собой сложно построенную складчатую систему, в пределах которой офиолиты приурочены к тектоническим зонам с покровно-чешуйчатым строением, разделенным зонами развития флишевых и олистостромовых комплексов. Районы развития офиолитов рассматриваются в качестве чу-

жеродных тектоно-стратиграфических комплексов (террейнов) главным образом островодужного происхождения, аккреция которых происходила в течение поздней юры и всего мелового периода (Соколов, 1988; Ставский и др., 1988; Тильман, 1987). В строении наиболее крупных террейнов принимают участие также и тектонические фрагменты (блоки, пластины, чешуи) коры древних океанических и задуговых бассейнов, отдельные комплексы которой датируются ранним-средним палеозоем, поздним палеозоем - триасом, средним-поздним мелом; островодужные комплексы формировались в триасе - средней юре, поздней юре - раннем мелу.

Многочисленные выходы офиолитов расположены в обширной северной и центральной части Корякского нагорья - от р. Анадырь на севере до границы Ватынского аллохтона на юге. Сводные описания альпинотипных ультрамафитов Корякского региона приведены в работах М.В. Богудаевой и В.Т. Матвеевко (1960), В.В. Велинского (1979), А.Ф. Михайлова (1970), Г.В. Пинуса и др. (1973). Выходы офиолитов большинством исследователей разделяются на два пояса - Западный или Таловско-Пекульнейский, и Восточный (Центрально-Корякский и Хатырский). Однако такое подразделение основано, скорее всего, лишь на географическом признаке, поскольку в каждом поясе обнажены разновозрастные офиолиты, включающие перидотиты и габброиды различных петрохимических типов (Паланджян, 1986). Для удобства дальнейшего изложения целесообразно сгруппировать наиболее значительные массивы перидотитов и ассоциирующихся с ними плутонических пород в три района: Пенжинский, Усть-Бельский и Восточно-Корякский, краткое описание которых приводится ниже.

Пенжинский район

От юго-восточного побережья полуострова Тайтонос до левобережья р. Пенжины, на протяжении 350 км, расположены крупные выходы офиолитов, разделенные акваторией Пенжинского залива Охотского моря и участками развития флишевых, олистостромовых и моцассовых толщ разного возраста. Как показано в работах Э.А. Алексеева, Н.Л. Добрецова, Г.Е. Некрасова, С.Д. Соколова, А.И. Ханчука, А.Д. Чехова и других исследователей, эти образования составляют сложно построенный тектоностратиграфический комплекс, в составе которого принимают участие метаофиолиты раннего палеозоя, офиолиты позднего палеозоя - поздней юры, флишевые и олистостромовые толщи поздней юры - валанкина. Наибо-

лее крупные массивы перидотит-габбрового состава в Иенжинском районе являются фрагментами офиолитов позднего палеозоя - поздней юры, в основной своей массе превращенных в мощные зоны серпентинитового меланжа.

Куюльский массив представлен несколькими крупными (до 20 км в длину) блоками перидотитового и перидотит-габбрового состава, включенными в протяженную полосу серпентинитового меланжа. Наиболее представительный разрез перидотитов, габброидов, эффузивно-дайкавого комплекса изучен в пределах Ганкуваямской пластины Н.Н.Гореловой (1984), А.И.Ханчуком и др. (1990). По данным этих исследователей, перидотитовый комплекс сложен гарцбургитами, в подчиненных количествах лерцолитами, дунитами, жилами вебстеритов, клинопироксенитов, согласными телами ортопироксенитов. Структурно выше расположен маломощный (50 м) горизонт дунитов. Мантийная часть разреза интенсивно серпентинизирована. В зоне перехода к плутонитам развиты верлиты, часто содержащие плагиоклаз, редко - и ортопироксен; они образуют основание и отдельные горизонты расслоенного комплекса габброидов, сложенного в нижней части оливиновыми габбро, троктолитами, в верхней - оливиновыми габброноритами. Выше габброидов расположены линзообразные тела плагиогранитов и комплекс параллельных даек диабазов, долеритов, кварцевых диабазов, андезитобазальтов, андезитов, диоритов. Эффузивная часть разреза офиолитов представлена подумечными лавами базальтов (вкрапленники плагиоклаза, авгита, реже ортопироксена), андезитов, дацитов. Возраст вулканогенно-кремнистых толщ определяется в пределах средний триас - верхняя юра (дотитонский); возраст Ганкуваямского разреза, скорее всего, позднеюрский ("Куюльский офиолитовый террейн", 1990).

Елистратовский массив представляет собой относительно небольшой (до 13 км длиной) фрагмент офиолитов, большую часть которого слагают породы перидотит-габбровой ассоциации. Полоса серпентинитового меланжа отделяет офиолиты от позднеюрских-раннемеловых вулканогенных толщ, связанных с Удско-Мургальской островной дугой. Геологическое строение этого участка изучено Г.П.Аудейко, В.В.Акининым, В.Ф.Белым, Н.Б.Заборовской, М.С.Марковым, Д.С.Некрасовой. В.Ф.Белый и В.В.Акинин (1985) предполагают развитие здесь двух возрастных групп перидотит-габбровых ассоциаций - палеозойской и позднемезозойской. Исследования, проведенные автором настоящей работы, позволяют интерпретиро-

вать все выходы офиолитов полуострова Елистратова как деформированные и расчлененные разломами части единой офиолитовой ассоциации позднеюрского возраста (Дмитренко и др., 1985), крупная целикомая часть которой имеет синформное строение. Перidotитовый комплекс сложен порфирокластическими гарцбургитами и диопсидсодержащими гарцбургитами, обычно массивного сложения, с маломощными телами дунитов; вебстериты и энстатиты образуют полосы, жилообразные тела в гарцбургитах. В составе последних ортопироксен развит неравномерно; величины отношений RO/SiO_2 , по уточненным данным, варьируют в пределах 1.60-1.78. В зоне перехода к габброноритам развиты более железистые ($F=12-25$) кумулятивные ультрамафиты - вебстериты, лердолиты и плагиоклазовые лердолиты, иногда содержащие амфибол, дуниты, реже верлиты и диопсидиты. Согласно линзы плагиоклазовых лердолитов развиты и в нижней, полосчатой части разреза габброноритов. В кровле последних сохранились фрагменты диабазового комплекса, более крупные выходы которого, отчлененные от габброидов разломами, сложены дайками диабазов, кварцевых диабазов, андезитов. Вулканыты офиолитовой ассоциации, по нашим наблюдениям, залегают в виде отторженцев (глыб) в серпентинитовом меланже и сложены базальтами, ассоциирующими с глыбами metabазальтов, хлорит-серпентитовых алобазальтовых сланцев, кремнистых пород, яшм, радиоляритов. В последних, по данным В.Ф.Белого и В.В.Акинина, обнаружены радиолярии верхнего кимериджа.

Длинногорский массив. В горах Валижген, к северо-западу от Купальского массива, среди раннемеловых обломочных толщ залегает большое количество изолированных тел ультрамафитов, тяготеющих к горизонтам серпентинитовых песчаников и брекчий. Необычность геологической позиции, текстурных особенностей и состава окружающих пород обусловили появление различных подходов к генезису ультрамафитов. В работах В.Ф.Белого, М.Л.Гельмана, Г.Г.Кайгородцева, А.Ф.Михайлова, Н.М.Янчук развиты представления о лавовом и пирокластическом происхождении ультрамафитов; согласно Б.А.Марковскому, образование рассматриваемых пород могло быть связано с экструзией ультраосновной кристаллической каши в подводных условиях и перемывом материала мутьевыми потоками. Более обоснованной представляется концепция А.Д.Чехова (1982), Ю.А.Колясникова и Л.Л.Красного (1981), согласно которой офиолиты поднятия Валижген являются частью офиолитокластовой олистостромы с необычайно широким

развитием в различной степени дезинтегрированных ультрабазитов. Близкие представления изложены В.В.Велинским (1979). Еще раньше Дж.Луквуд (1971), по материалам А.Ф.Михайлова, рассматривал серпентинитовые песчаники и брекчии Валингена в ряду мировых примеров осадочных накоплений серпентинита. Длинногорский массив, по данным А.Д.Чехова, представляет собой тектоническую пластину длиной около 10 км, состоящую из нескольких чешуй и залегающую на валанжинской обломочной толще, содержащей обломки яшм, кремней, эффузивов. Массивные серпентинизированные гарцбургиты переходят в брекчированные разновидности и в серпентинит-гарцбургитовые гравелиты и песчаники; выше расположены подмиктовые обломочные толщи готерива-баррема с олистостромовыми горизонтами, глыбы в которых сложены породами офиолитовой ассоциации, а также известняками и песчаниками палеозоя и нижнего мезозоя. Кроме гарцбургитов, в составе массива развиты небольшие тела дунитов, ортопироксенитов и габбро.

Усть-Бельский район

На правобережье Анадыря, в Усть-Бельских горах и в северной части Алганского кряжа, расположены наиболее крупные выходы офиолитов Корякского региона, развитые на площади более 1000 кв.км (с учетом участков, покрытых четвертичными отложениями). Геологопетрографическое исследование ультрабазитов проведено А.А.Александровым, В.В.Велинским, В.А.Захаровым, Г.Г.Кайгородцевым, Г.Е.Некрасовым, Г.В.Линусом, В.Г.Силкиным, Т.А.Смирновой, В.Е.Стерлиговой.

Усть-Бельский массив. В строении массива основную роль играет комплекс мантийных перидотитов, расчлененный на ряд тектонических блоков, окруженных серпентинитовым меланжем. По данным Т.А.Смирновой, подтвержденным и результатами нашего исследования, среди мантийных перидотитов преобладают дерцолиты и переходные к гарцбургитам разновидности. К кумулятивному комплексу относятся породы хромитонесущей дунит-верлит-кортландит-пироксенитовой серии (участок горы Змеевик), а также перидотиты и пироксениты с повышенной железистостью ($F=12-17$), развитые в зонах контактов магнезиальных перидотитов с мафитами. Последние представлены оливковыми габбро, троктолитами. Проруды ультрабазит-габбровой ассоциации метаморфизованы: перидотиты на больших площадях антигоритизированы, а габброиды амфибо-

лизированы. Хромитовые руды связаны исключительно с кумулятивными ультрамафитами и локализованы в дунитах, а также в зонах полосчатого чередования дунитов, пироксенитов, верлитов. Мелкие рудные тела представлены линзами, короткими пластами массивного, вкрапленного и нодулярного сложения.

Эльденырский массив представляет собой тектонический блок перидотитового комплекса площадью 45 кв. км, почти со всех сторон окруженный серпентинитовым меланжем. Ультрамафиты образуют ядро горстового поднятия, крылья которого сложены угленосными и вулканогенными молассовыми толщами позднего мела - раннего неогена. Массив сложен лерцолитами протогранулярного структурного типа, переходящими в порфирокластические и эквигранулярные. Отдельные образцы перидотитов, содержащие менее 5% диопсида, могут быть отнесены к гарцбургитам. В участках полосчатого строения появляются маломощные линзовидные тела дунитов, прослои и шпиры вебстеритов. Хромитовые концентрации в ультрамафитах Эльденырского массива не обнаружены. Лерцолиты на отдельных участках антигоритизированы. В серпентинитовом меланже крупные глыбы лерцолитов, совершенно аналогичных Эльденырским, ассоциируют с глыбами metabазальтов, мраморизованных известняков среднего-позднего девона, а также плагиоклазсодержащих дунитов и перидотитов, троктолитов, лейко- и меланократовых оливковых габбро, метаморфических сланцев. Присутствуют также глыбы плагиогранитов, возраст которых, по данным K-Ar датирования, среднеперский (172-183 млн. лет) и раннемеловой (106-123 млн. лет). Эти данные позволяют считать лерцолиты Эльденырского массива частью перидотитового фундамента офиолитовой ассоциации, аналогичной таковой Усть-Бельских гор. А.А.Александров (1978) и Г.Е.Некрасов (1982) относят последнюю к среднему палеозою. Судя по возрасту гранитоидов, интрузирующих габброиды в Отроженском участке (178-218 млн. лет), эти древние комплексы океанической коры в позднем триасе - средней пре были вовлечены в структуру развитой островной дуги.

Восточно-Корякский район

В восточной части Корякского нагорья расположен ансамбль тектонических структур с широким развитием офиолитов, меланжей, осадочных и вулканогенных комплексов островных дуг и задуговых бассейнов позднего палеозоя - раннего мела, выделенный в качестве Майницкой тектонической зоны как системы офиолитовых аллох-

тонов (Александров и др., 1975; Тильман и др., 1982). Кулисообразно расположенные линейные выходы офиолитов по геологическому строению и составу пород можно разделить на три группы, с запада на восток: 1) Тамватнейский и Мало-Научирынайский целиковые ультрамафит-габбровые массивы и ассоциирующие с ними вулканогенные и гипабиссальные образования; 2) Ягельный массив (мономиктовый меланж); 3) полимиктовые меланжи (Зльгевалямский, Чырынайский, Ныгчеквеемский) и структурно связанные с ними дунит-гардбургитовые массивы (Красногорский, Чырынайский, Среднегорский).

Тамватнейский офиолитовый массив расположен в северном краю Майницкой зоны и приурочен к одной из главных шовных структур региона - Койвэреланскому глубинному разлому (Чиков, 1967), отделяющему в современном тектоническом плане офиолитовый рельеф от верхнеюрских-меловых терригенных и флишевых комплексов Алгано-Великореченской зоны. Это один из наиболее крупных в мире лерцолитовых массивов офиолитового типа; ультрамафиты здесь обнажены на площади в 210 кв.км. Перидотиты и другие породы офиолитовой ассоциации разбиты разломами на ряд тектонических блоков (пластин), что осложняет трактовку геологического строения, поскольку ненарушенные разрезы офиолитовой последовательности отсутствуют. Исследования М.С.Маркова, Л.Д.Лавровой и автора настоящей работы показывают, что наиболее древними образованиями являются породы перидотитового комплекса, интродуцированные небольшими телами габброноритов. В изначально стратифицированном разрезе выше указанных образований располагались породы диабазового комплекса (пластовые тела и дайки диабазов, долеритов, кварцевых порфиров) и антидормно построенного вулканогенного (подушечные лавы андезитобазальтов, натровых липаритов, липарито-дацитов, дацитов - внизу; базальтов, кварцевых базальтов, диабазов - в верхней части комплекса). Нижние, более кислые горизонты вулканитов интродуцированы плагиогранитами. Разрез завершается туфотерригенными толщами, возраст которых, как и вулканогенных накоплений, по-видимому, позднеюрский-раннемеловой (Ставский и др., 1989). В составе перидотитового комплекса главную роль играют лерцолиты с порфирокластическими структурами (в отдельных участках сохранились и протогранулярные). В широких экзоконтактовых ореолах габбровых тел развиты диопсидовые гардбургиты, местами и более истощенные гардбургиты. Ближе к габброноритам обнажены

ультрамафиты с кумулятивными структурами - плагиоклазовые лерполиты, кортландиты, троктолиты, а также пегматоидные пироксениты, горнблендиты. По данным Т.А.Смирновой (1973), в полях лерполитов расположены маломощные зоны развития шширово-полосчатого дунит-перидотит-пироксенитового комплекса. Дуниты образуют также линзовидные и секущие тела по всей площади перидотитов. Мелкие тела хромититов локализованы преимущественно в структурно наиболее верхних частях лерполитового разреза, в полосе шириной до 1 км, примыкающей к выходам вулканических и гипабиссальных пород.

В 4 км юго-восточнее обнажен массив Малый Научирынай, представляющий собой пакет тектонических пластин. Нижняя из них, мощностью более 1 км, сложена линзовидно-полосчатым чередованием ультрамафитов (верлитов, оливковых клинопироксенитов, реже дунитов, лерполитов, плагиоклазовых перидотитов), с оливковыми габброидами; верхние горизонты комплекса сложены габброноритами, метаморфизованными и местами превращенными в амфиболовые и гранат-амфиболовые метагаббро. Этот комплекс тектонически перекрыт толщами высокотитанистых диабазов, базальтов, туфопесчаников. Между этими двумя главными пластинами фрагментарно сохранились кварцевые кератофиры, диориты, плагиогранит-порфиры, рассланцованные и перекристаллизованные.

Ягельный меланж. Полоса тектонически передробленных серпентинитов, включающих разного размера глыбы пород офиолитовой ассоциации, протягивается в междуречье Научирынай - Малый Научирынай на протяжении 70 км, при ширине до 10-12 км. Состав пород свидетельствует о том, что меланж имеет мономиктовый характер и представляет собой тектонизированную мезозойскую офиолитовую ассоциацию; к северному краю меланжа прилегают тектонические пластины и блоки вулканогенных и туфотерригенных образований Тополевского комплекса поздней кристаллического мела (Ставский и др., 1989). В наиболее широкой части меланжа обнажены фрагменты полной офиолитовой последовательности, включающей гарцбургиты, лерполиты и дуниты, кумулятивные плагиоклазовые лерполиты и верлиты, пироксениты, оливковые габбро, дайки диабазов, кварцевых диабазов. Вулканогенная и туфотерригенная части разреза Тополевского комплекса фациально взаимосвязаны; вулканические породы представлены как плагиофировыми высокотитанистыми базальтами и ферробазаль-

тами, так и бонинитоидами (Гельман и др., 1988).

Дунит-гарцбургитовые массивы бассейна р. Чирынай. С юга и с востока Ягельный меланж контактирует с мощным и протяженным комплексом интенсивно цеолитизированных обломочных толщ (грауваксовых микститов), одновозрастных с кремнисто-вулканогенным комплексом Ягельной подзоны (Ставский и др., 1989); эти толщи рассечены полосами полимиктового меланжа - Эльгеваямской и Чирынайской. В строении последних, в стиличие от Ягельного меланжа, серпентинитовая цементирующая масса играет подчиненную роль, а включения в меланже разнородны по составу и возрасту. Кроме фрагментов офиолитов, близких по составу к офиолитам Ягельной подзоны, здесь развиты очень крупные (до первых десятков км) тектонические блоки контрастных по составу комплексов - вулканических и субвулканических (лозовская толща, нижняя-средняя юра), габбро-тоналитовых (допозднеюрских), дунит-гарцбургитовых. Первые два комплекса имеют бонинитоидную тенденцию химического состава (Березнер и др., 1990). К-Аг возраст гипабиссальных гранитов левобережья р. Лозовки, определенный в семи образцах из коллекции автора настоящей работы в лаборатории геохронологии СВКНИИ, составляет 169-201 млн. лет. Они интродурируются калинатровыми плагиогранитами позднеюрского-раннемелового возраста (по пяти образцам массива горы Угрюмой 119-161 млн. лет). Все комплексы бассейна р. Чирынай пересечены дайками диоритов и гранитоидов позднего мела (69-90 млн. лет). Дунит-гарцбургитовые массивы структурно связаны с полимиктовым меланжем и образуют тектонические блоки, локализованные в пределах островодужных комплексов Эльгеваямской подзоны, чаще непосредственно внутри меланжа. Изучение петрологии дунит-гарцбургитовых массивов и их хромитонности в разные годы проводилось Г. Г. Дмитренко, Л. Ф. Добержинецкой, Л. Д. Лавровой, В. Г. Силкиным и В. Е. Стерлиговой, Т. А. Смирновой.

Красногорский массив представляет собой клиновидное в плане тело длиной более 10 км, в пределах которого наблюдается мощный разрез метаморфических гарцбургитов, дунитов, кумулятивных ультрамафитов необычного состава. Массив разбит разломами на ряд блоков, однако залегание хорошо развитых сланцеватости и полосчатости показывает, что относительные смещения блоков в большинстве случаев невелики. В сравнительно небольшом Красногорском массиве обнажен более чем пятикилометровый по мощности фрагмент ультрамафитов, разрез которых прослеживается в преде-

лах двух главных блоков, в целом различающихся по составу пород. В юго-западном, наиболее приподнятом блоке обнажены более глубокие горизонты мантийного комплекса - гарцбургиты с участками полосчатого чередования дунитов и гарцбургитов, отдельными пластообразными и жильными телами гигантозернистых дунитов, полосами и линзами ортопироксенитов в контактах дунитов и гарцбургитов. Гарцбургиты юго-западного блока Красногорского массива являются наиболее истощенными в Корякском регионе и содержат в среднем около 15% энстатита. Мощность дунит-гарцбургитового комплекса более 3 км. Северо-восточный блок массива имеет более сложное строение. В его структурно нижних частях развиты те же полосчатые гарцбургиты; выше следует мощная (около 1 км) толща магнезиальных дунитов. Обширное поле развития этих пород включает прожилково-шпировые обособления ортопироксенитов, согласные пласты и линзы полосчатого чередования более железистых дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов, с небольшими шпирями пегматоидных габбро. Все эти образования расположены на разных горизонтах дунитовой толщи, структурно выше которой развит уже самостоятельный комплекс пород такситового строения, представленный полосчато-шпировым чередованием железистых (F = 13-26) гарцбургитов и подчиненных им дунитов, пироксенитов (главным образом ортопироксенитов). В пределах такситового комплекса встречаются широкообразные сегрегации плагиоклазовых лерцолитов, оливинных габброноритов, габбро-пегматитов. Такситовый комплекс, судя по структурным и химическим особенностям пород, представляет собой кумулятивное накопление мощностью до 1 км. Элементы внутреннего строения ультрамафитов северного блока отрисовывают фрагмент периклинали синформной структуры, мульда которой обращена к северу и сложена породами наиболее верхних горизонтов - дунитового и шпирово-такситового.

Специфика ультрамафитов Красногорского массива заключена в развитии оливин-ортопироксен-хромитовых парагенезисов как в магнезиальном, так и в железистом комплексах, крайне истощенном составе магнезиальных гарцбургитов, большой роли дунитов в составе перидотитовой части (дунит-гарцбургитовый комплекс). Микроструктуры магнезиальных и железистых ультрамафитов различные. Первые из них, по данным Е.Е. Пугачевой (1985), характеризуются метаморфическими структурами (порфирокластическими, протогранулярными, мозаичными, лейстовыми); степень деформации минералов возрастает к югу, т.е. к более глубоким горизонтам разреза.

Для ультрамафитов железистого комплекса типичны кумулятивные структуры, также подверженные наложенным деформациями. Последовательность событий расшифрована Л.Ф.Добржинецкой (1989), выделившей этап субгоризонтального течения мантийных ультрамафитов в высокотемпературных (950–1250°C) условиях и наложенный этап субвертикального течения при более низких температурах (600–950°C) с образованием гигантозернистых дунитов. По-видимому, этот последний этап можно считать проявлением мантийного диапиризма с интенсивным обеднением пород энстатитом, образованием крайне истощенного остатка и более железистых ультрамафитов, горизонт которых, вероятно, является фрагментом основания корового разреза, не сохранившегося в обнаженной структуре.

Чирынайский массив в своей главной части сложен истощенными гарцбурггитами и дунитами, аналогичными Красногорским. Различия между двумя массивами заключаются в составе железистого комплекса ультрамафитов, в Чирынайском массиве маломощного и сложенного вебстеритами, лерцолитами, линзообразными телами дунитов. По южному краю массива с ультрамафитами тектонически контактируют габбронориты и магнетитовые габбро, интродуцированные плагиогранитами. К дунит-гарцбурггитовому комплексу относится и Среднегорский массив, в составе которого преобладают дуниты; этот небольшой по размерам (3х1 км) тектонический блок внедрен в толщу деформированных граувакковых микститов поздней юры-раннего мела, массив контактирует также с полосой выходов Эльгеваямского серпентинитового меланжа. Красногорский тип истощенных гарцбурггитов и дунитов, по-видимому, распространен также в составе полимиктовых меланжей Хатырского пояса, в пользу чего свидетельствуют новые данные Г.Г.Дмитренко и А.Г.Мочалова по Верхне-Хатырскому меланжу (устное сообщение).

Петрохимические типы перидотитовых комплексов

Корякского нагорья и ГДО формирования

В табл.3 приведена сводная характеристика главных особенностей химического состава минералов перидотитовых комплексов Корякского нагорья. Обращает внимание огромный диапазон составов (X_{Cr}^{Sp} от 0.13 до 0.90, $Al_2O_3^{Orx}$ 0.4–4.8%, $Al_2O_3^{Crx}$ 0.5–5.8%), охватывающий интервалы, типичные для перидотитов самых разных ГДО современных океанов и их активных окраин. Анализ истории тектонического развития и палинспастические реконструкции, выполненные С.В.Руженцевым и др. (1977), Н.А.Богдановым и др.

(1982), А.П.Ставским и др. (1988), М.В.Кононовым (1989), показывают, что геологическое развитие Корякского региона может рассматриваться в рамках последовательного процесса зарождения и аккреции островодужных систем, протекавших в течение позднего палеозоя и мезозоя. Эти модели не исключают возможности участия в строении островодужных систем фрагментов океанической литосферы — как более древней, так и новообразованной в задуговых малых океанических бассейнах.

Перидотиты пассивных окраин. Лерцолиты массива

Эльденыр относятся к наименее истощенным разновидностям офиолитовых перидотитов (Дмитренко и др., 1990); хромдиопсиды этих пород содержат до 1.5% Na_2O . Перидотиты такого состава среди лерцолитовых массивов Советского Союза выявлены впервые. Аналогичен химический состав минералов трех образцов лерцолитов Усть-Бельского массива, близкий к составу лерцолитов Внешних Лигурид, а также перидотитов, драгированных в зонах разломов пассивных окраин современных океанов. Последнее позволяет предполагать, что лерцолиты Эльденырского и Усть-Бельского массивов первоначально формировались в литосфере нешироких внутриконтинентальных котловин, существовавших на ранних стадиях развития средне-позднепалеозойских (?) бассейнов. Имеющиеся геологические данные недостаточны для обоснования этого предположения, однако оно подтверждается составом вулканических и кумулятивных пород офиолитовой ассоциации. Так, по единичным анализам, базальты участка Еонайваам относятся к высокотитанистым толеитам; кумулятивные породы (плагноклазовые перидотиты, троктолиты, эливиновые габбро) характеризуются более ранним завершением кристаллизации плагноклаза относительно клинопироксена.

Перидотиты зоны крупного трансформного разлома. Лерцолиты массива Тамватней по составу минералов близки к перидотитам, драгированным в пределах границ скольжения, в частности, трога Кайман, формировавшегося в зоне трансформного разлома типа дуга-дуга. Важным отличием состава лерцолитов Тамватней от таковых Эльденыра, имеющим в данном случае диагностическое значение для оценки ГДО, является пониженная натровость клинопироксена в первых. Она подтверждена микронзондовым изучением дополнительных выборок зерен клинопироксенов, контрольными исследованиями в лаборатории ВСЕГЕМ. Полученные данные позволяют предполагать, что лерцолиты Тамватней первоначально формировались в зоне

трансформного разлома, протягивавшейся в поздней юра-валанжине от Удско-Мургальской дуги до внутриокеанических островных дуг (или дуги?), фрагментами которых являются офиолиты Пенжинского и Восточно-Корякского районов. Принадлежность гарцбургитов Тамватнея, пространственно тяготеющих к габброноритовым телам, к СОХ-типу позволяет предполагать возможность их формирования в центре спрединга, новообразованном в пределах той же трансформной зоны. Вулканогенные и дайковые комплексы, формировавшиеся в ГДО трансформного разлома, в современной структуре офиолитов Тамватнейских гор не обнаружены. Подушечные лавы и гипабиссальные породы, обнаженные в центральной и южной частях Тамватнейского массива, по особенностям состава относятся к образованиям супрасубдукционных новообразованных котловин. Возможность инверсии геодинамических режимов в областях конвергентных границ и границ скольжения плит, с образованием зон субдукции на месте трансформных разломов (или в отдельных участках последних), обоснована в работе Дж.Кейси и Дж.Дьюи (1984).

Перидотиты задуговых бассейнов и зарождающихся островных дуг. К этой группе могут быть отнесены гарцбургиты и лерцолиты массивов Пенжинского района, по составу минералов принадлежащие к петрохимическим типам СОХ и ЗОД; характеристики обоих указанных типов в различных пропорциях представлены в каждом из массивов этого района. Перидотиты Длинногорского массива среди рассматриваемых комплексов наименее истощены и представляют собой, по-видимому, фрагмент литосферы задугового бассейна. Новые данные по химическому составу сосуществующих минералов перидотитов Ганкуваямского блока Куюльского массива (Ханчук и др., 1990) показывают, что последние относятся к петрохимическому типу ЗОД. По вопросу о ГДО формирования офиолитов Куюльского массива высказаны различные мнения. А.И.Ханчук и др. (1990) предполагают их образование в пределах спредингового хребта Галалагосского типа; основанием служат поперечное (относительно общей структуры массива) простирающиеся даек и особенности состава вулканогенного комплекса, представленного дифференцированной серией низкотитанистый базальт - андезит (исландит) - дацит. Согласно Н.Н.Гореловой (1990), рассматриваемые офиолиты формировались в спрединговом хребте окраинноморского бассейна. На наш взгляд, особенности состава минералов перидотитов позволяют рассматривать породы Ганкуваямской пластины как образования ранней стадии развития супра-

субдукционной обстановки, чему не противоречит и состав пород вулканогенного и дайкового комплексов. По-видимому, зона офиолитообразования была заложена в поздней юре на более древнем океаническом фундаменте, комплексы которого формировались, судя по составу глыб в Кувьльском меланже, в течение поздней перми(?), триаса и юры (до титона). Перидотиты полуострова Елистратова, промежуточные по химизму минералов между Длинногорскими и Кувьльскими, могли образоваться в той же обстановке зарождающейся островной дуги.

Другим районом развития фрагментов примитивных островных дуг поздней юры - раннего мела является Майницкая структурно-формационная зона. Согласно интерпретации А.А.Пейве (1984), А.П.Ставского и др. (1989), тополевыский вулканогенный и туфотерригенный комплекс накапливался в пределах примитивной островной дуги, фундаментом которой служили офиолиты Ягельного меланжа, формировавшиеся ранее в зоне спрединга океанического или окраинноморского бассейна. Отсутствие данных по составу минералов не позволяет определить петрохимический тип перидотитов Ягельного меланжа. Высокотитанистые базальты этого комплекса, близкие к E-MORB, сочетаются с кумулятивными образованиями, в которых отчетливо проявлен идиоморфизм клинопироксена по отношению к плагиоклазу (Злобин и др., 1989). Близки к ним по составу породы массива Малый Научирьнай. По-видимому, оба этих массива представляют собой аллохтонные фрагменты образований малого океанического бассейна, в строении коры которого сочетались комплексы COX и внутриплитного магматизма. В пользу этого предположения свидетельствуют геохимические данные В.А.Попеко и Ю.А.Михалева (1984). Если это так, то перидотиты Ягельного меланжа могут иметь состав минералов, соответствующий наиболее истощенным парагенезисам субокеанических перидотитов (табл. I). Правомочность такого предположения выяснят дальнейшие исследования.

Перидотиты развитых островных дуг. Гарцбургиты Красногорского и Чирьнайского массивов по составу минералов относятся к крайне истощенным разновидностям перидотитов. Это обстоятельство, а также их тектоническая позиция, структурная связь с комплексами преддужья, с интрузиями островодужных каликатровых гранитоидов, делают рассматриваемые массивы типоморфными для оценки состава перидотитового фундамента преддужья развитых островных дуг. Отсутствие данных о возрасте

плутонических и вулканических комплексов былой офиолитовой ассоциации, в которую входили дунит-гарцбургитовые комплексы наших массивов, затрудняет реконструкцию офиолитовой последовательности. По представлениям О.С.Беззнер и А.П.Ставского (1988), магнезиальные ультрамафиты Красногорского и Чирынайского меланжей являются отторженцами глубоких частей фундамента примитивной островной дуги $J_3 - K_1$, более высокие горизонты которого представлены ультрамафитами массивов Тамватней, Малый Научирынай, Ягельный. Габбро-тоналитовые массивы полимиктовых меланжей указанные исследователи рассматривают в качестве фрагментов плутонического фундамента достаточно зрелой энсиматической островной дуги $T_3 - J_1$ (типа современной Алеутской дуги). На наш взгляд, отнесение дунит-гарцбургитовых массивов к той или иной ассоциации должно учитывать следующие факты: 1) рассматриваемые геологические тела не образуют ненарушенной последовательности с породами офиолитовой ассоциации $J_3 - K_1$; 2) в пределах тектонического клина Красногорского массива обнажен участок полимиктового серпентинитового меланжа, не отличающегося от Эльгеваямского и Чирынайского меланжей и содержащего включения метаморфизованных габброидов, плагиогранитов, эклогитоподобных пород, метаморфических сланцев, органогенных известняков; Чирынайский массив непосредственно контактирует с мощной полосой полимиктового серпентинитового меланжа аналогичного состава, в пределах которого есть несколько крупных глыб дунит-гарцбургитового комплекса (гора Красная Шапка, гора Одинокая); 3) наиболее глубокие обнаженные горизонты габбро-тоналитового массива Кекуры, подчиненного Эльгеваямскому полимиктовому меланжу, включают кумулятивные ультрамафиты железистого шпиритово-такситового комплекса, идентичные таковым верхних горизонтов Красногорского массива. Эти факты позволяют рассматривать дунит-гарцбургитовые массивы бассейна р.Чирынай в качестве фрагментов мантийного основания островной дуги позднего триаса-средней юры, коровый разрез которой включал бонинитоидные габбро-тоналитовые комплексы и крайне низкотитанистые вулканиты лозовской толщи. В тектонической структуре позднерурской-раннемеловой дуги разобщенные комплексы более древней дуги, в том числе и дунит-гарцбургитовые, были включены в преддужье в составе полимиктового меланжа, сопрягающегося с толщами граувакковых микститов,

Таким образом, петрохимическая типизация перидотитов не противоречит результатам тектонического анализа, свидетельствующим о формировании мезозойских офиолитов Корякского нагорья в островодужных структурах и краевых бассейнах. Вместе с тем полученные данные показывают, что литосфера островодужных ансамблей была гетерогенной. Наряду с новообразованными перидотитами и габбро-базальтовыми комплексами, формировавшимися в ГДО задуговых и внутридуговых бассейнов, зарождающихся островных дуг, в этих структурах сохранились фрагменты комплексов океанической литосферы — перидотитов, по составу минеральных фаз аналогичных лерцолитам пассивных окраин океанов (Эльденырский массив). Для палеотектонических построений представляет интерес петрохимическая характеристика Тамватнейского комплекса лерцолитов, позволяющая предполагать его формирование в зоне крупного трансформного разлома. В современной тектонической структуре Корякского нагорья отражением этой древней зоны являются, по-видимому, Койверзланский разлом и его продолжение по южному краю Анадырской впадины. Разумеется, ширина зоны разлома во время ее активного развития могла быть значительной (до 100 км, как показывает пример трога Кайман). В позднеюрское-раннемеловое время зона трансформного разлома могла разделять Корякский сложнопостроенный бассейн на две субпровинции с различной геодинамической обстановкой. К югу располагалась область незрелых островных дуг (Куюльской, Тополевской), заложившихся на более древнем (пермь-юра?) океаническом основании. В строении субдукционного комплекса и фундамента преддугья принимали участие крупные тектонические фрагменты островной дуги триаса-средней юры. Кулисообразное расположение фрагментов и вмещающих их полос меланжа позволяет предполагать проявление латеральных движений при транспортировке этих экзотических образований. Севернее предполагаемой трансформной границы в указанное время располагалась область раскрытия междугового бассейна (Ставский и др., 1988, 1989), в отдельных котловинах которого (Алганской, Пекульской) накапливались кремнисто-вулканогенные формации.

ДРУГИЕ ПРИМЕРЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ПЕРИДОТИТОВЫХ
КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

Тихоокеанский пояс

Огромные по протяженности офиолитовые пояса Тихоокеанского складчатого обрамления включают перидотитовые массивы большого диапазона составов. Практически все петрохимические типы комплексов, установленные в Корякском нагорье, распознаются и в других регионах Тихоокеанского пояса, хотя степень изученности химического состава минералов перидотитов крайне неравномерна и в большинстве случаев уступает таковой для некоторых массивов Корякского нагорья. Тем не менее в литературе есть данные по нескольким хорошо изученным перидотитовым комплексам, позволяющие подразделить массивы Тихоокеанского пояса на главные группы по ГДО их формирования.

Анализ литературных данных показывает, что в пределах складчатого обрамления Тихого океана наиболее распространены перидотитовые комплексы, характеризующиеся сочетанием петрохимических типов СОХ и ЗОД (табл.4). Это хромитоносные гарцбургитовые массивы, иногда с развитием в более глубоких горизонтах лерцолитов (диоксидовых гарцбургитов); типичные их представители кратко рассмотрены ниже. К менее истощенным образованиям этой группы относятся перидотиты массива Каньон Маунтин в Орегоне - комплекс гарцбургитов и метакумулятов, образующий фундамент островодужных накоплений (кератофитов, базальтов, плагиогранитов). Массив является одним из фрагментов раннепермских островодужных террейнов провинции Елу Маунтин северо-восточного Орегона, хаотически перемешанных во время обновленной субдукции в средне-позднетриасовое время (Герлах и др., 1981). Согласно М.Охненштеттеру (1985), офиолиты формировались в междуговом бассейне, ограниченном конвергирующими зонами субдукции. М.Миссери и Ф.Будье (1985) обосновали представление о формировании комплекса в структуре внутридугового бассейна. Состав аксессуарных хромшпинелидов свидетельствует о принадлежности гарцбургитов к СОХ-типу; однако содержания глинозема в лироксенах понижены по отношению к перидотитам современных СОХ. По-видимому, перидотиты Каньон Маунтин можно считать типоморфными для внутридугового бассейна; особенности состава пород офиолитовой ассоциации, строения перидотитового комплекса, динамического режима его становления, отличающие массив Каньон

Таблица 4

Петрохимическая типизация мантийных перidotитов офиолитовых ассоциаций окраинно-континентальных и внутриконтинентальных складчатых поясов

Местонахождение, массив	Состав пород	Вариации состава минералов				Петрохим. тип	Источники
		X_{Cr}^{Sp}	Al_2O_3 , мас. %		$Na/(Na+Cr)$		
			Orx	Crx	Crx		
I	2	3	4	5	6	7	8
Тихоокеанский пояс							
Камчатка							
Массив горы Солдатской	ГЦ	0.47- -0.61(10)	1.46- -2.48(11)	2.19- -3.33(9)	0.09; 0.08	30Д	А. А. Пейве, 1987; С. В. Высоцкий, 1989
Ниппоно-Филиппинская и Меланезийская области							
Зона Сангун-Ямагучи, Япония	ГЦ	0.47- -0.54(7)	1.71- -2.63(4)	1.53- -2.72(4)	0.01- -0.36(4)	30Д	Ш. Араи, 1980
Замбалес, Лусон, Филиппины:							
блок Кото	ГЦ	0.37- -0.52(7) 0.60- -0.72(6)	1.58- -2.41(14)	1.78- -3.65(6)	0.04- -0.36(6)	30Д (СОХ) (РОД)	К. Эванс, Дж. Хоукинс, 1989; Г. Юмал, 1989
блок Акойе	ГЦ	0.27- -0.65(8)	1.35- -1.75(4)	1.97- -2.34(3)	0.17- -0.55(6)	СОХ 30Д	- " -

1
40
1

Продолжение табл.4

I	2	3	4	5	6	7	8
блок Акойе		0.18; 0.20; 3.05-		3.35-			
		0.74	-4.23(6)	-4.53(6)			
Тиебаги, Нов.Каледония	ЛЦ	0.22-	2.84-	3.63-	0.48-	СОХ	Дж.Моутте, 1982;
		-0.42(7)	-4.13(2)	-4.91(2)	-0.49(2)		М.Лебланк и др., 1980
- " -	ГЦ	0.45-	1.51-	1.36-	0.27-	ЗОД	
		-0.56(6)	-2.38	-2.79(2)	-0.35(2)		
Тимор	ЛЦ	0.09-	4.72-	4.08-	0.60-	ПО	Р.Берри, 1981
		-0.17(6)	-5.73(6)	-7.04(5)	-0.67(3)		
Ред Маунтин, Нов. Зеландия	ГЦ	0.31; 0.37;	1.20; 2.85;	1.11; 2.95;	0.23;	СОХ,	Дж.Синтон, 1977
		0.67	3.46	3.52	0.35	НЭС	
<u>Кордильеры Северной Америки</u>							
Канути, Аляска.	ЛЦ	0.13-	3.41-	5.22;	0.62;	ПО	Р.Лони, Г.Химмельберг, 1989
		-0.31(6)	-4.20(6)	5.35;	0.76		
Каньон Маунтин, Орегон	ГЦ	0.29-	2.51-	2.40-	0.29-	СОХ,	Г.Химмельберг,
		-0.43(8)	-3.00(5)	-3.65(7)	-0.56(7)	(ЗОД)	Р.Лони, 1980
Джозефин, горы Клатат	ГЦ	0.2-	1.0-	1.5-	?	СОХ,	Г.Дик, 1977;
		-0.65	-3.5	-2.3		ЗОД	Г.Химмельберг, Р.Лони, 1973
Тринити, горы Клатат	ЛЦ,	0.36-	1.65-	1.94-	0.37;	СОХ,	Дж.Квик, 1981
	ГЦ	-0.60	3.44(3)	-3.55	0.44	ЗОД	

1	2	3	4	5	6	7	8
Бьерро Маунтин, Ред Маунтин-Береговые хребты Калифорнии	ГЦ	0.34-	2.1-	2.0-		СОХ,	Р.Лони и др., 1971;
		-0.55(3) 0.75	-3.0(-); 1.4	-2.6(1.7)	?	ЗОД	Г.Химмельберг, Р.Колман, 1968
Средиземноморский пояс							
Массивы Внутренних Лигурид	ЛЦ	0.39-	2.58-	3.91-	0.24-		Л.Беккалува и др.,
		-0.50(8) 0.11;0.22	-3.85(11) 4.62-	-5.82(13) 6.22-	-0.43(15)	СОХ	1984; В.Эрнст, Г.Ликкардо, 1979
Ланцо, Зап.Альпы	ЛЦ	0.25-	2.77-	4.70-	0.46-	СОХ	Ф.Будье, 1978;
		-0.44(3)	-4.06(4)	-5.63(4)	-0.57(4)		В.Эрнст, 1978
Троодос, Кипр	ГЦ	0.48-	1.6-2.4	-	-	ЗОД	Д.Гринбаум, 1977;
		-0.64					Г.Дик, 1977; А.В.Со- болев и др., 1988
Шоржинский и Джил- Сатанахачский, Армения	ГЦ	0.50-	0.92-	1.13-	0.26-	ЗОД,	Новые данные автора
		-0.73(11)	-2.01(6)	-2.31(3)	-0.41(3)	РОД	
Самаил, Оман	ГЦ	0.45-	1.76;	4.56	0.39	ЗОД	М.Браун, 1980;
		-0.59(8); 0.12;0.73	2.90				Дж.Паллистер, К.Хоп- сон, 1981; Т.Ауге, С.Робертс, 1982
Донгьяо-Ксайнкас, Сев.Тибет	ГЦ	0.60-	-	-	0.24-	ЗОД,	Ж.Жирардо и др.,
		-0.69(8)			-0.48(7)	РОД	1986
					0.05		

1	2	3	4	5	6	7	8
Шигадзе, Южный Тибет	ЛЦ,	0.18-	-	-	0.04-	СОХ	Ж.Жирардо, Ж.-К. Мерсье, 1988
	ГЦ	-0.48(14) 0.51- -0.69(3)			-0.52		
Урал о - Монгольский пояс							
Наранский, Хан-Тайширская зона, Зап. Монголия	ГЦ	0.79-	0.52-	-	-	РОД	Ф.П.Леснов, 1982; Г.В.Пинус и др., 1984
		-0.91(4)	-0.70(3)				
Войкаро-Сыньинский, Полярный Урал	ГЦ,	0.27-	1.99-	1.60-	0.23-	СОХ,	А.А.Савельев, Г.Н. Савельева, 1977, 1983; Е.Е.Лазько, 1984
	ЛЦ	-0.52(11) 0.24; 0.68; 0.71	-3.42(11) 0.90; 0.91	-3.07(12) 0.56; 0.93; 4.08	-0.56(14)	ЗОД	
		0.18; 0.55; 0.76	3.72	3.46			
Кемпирсай, Южный Урал	ГЦ,	0.27-	1.92-	1.20-	0.01-	СОХ,	Г.В.Павлов и др., 1979; И.А.Малахов, 1983; Е.Е.Лазько, 1988; Г.Н.Савельева и др., 1989
	ЛЦ	-0.51(32) 0.18; 0.55; 0.76	0.62; 1.71; 3.72	-1.97(4); 3.46	-0.38(5)	ЗОД	
Крака, Нурали, Южный Урал	ЛЦ,	0.16-	2.48-	3.61-	0.19-	СОХ	Г.Н.Савельева, 1987
	ГЦ	-0.40(7) 0.60	-4.81(7) 1.30	-4.27(6) 6.47	-0.65(5)		

Примечание. В скобках указано количество анализов (единичные анализы не индексированы).

Маунтин от типичной океанической литосферы, изложены в работе М. Миссери и Ф. Будье (1985).

Более дифференцированные составы минералов характерны для перидотитов двух петрографически хорошо изученных комплексов на западе и востоке складчатого обрамления Пацифики - Замбалес и Джозефин. Офиолиты хребта Замбалес (остров Лусон, Филиппины) формировались во внутридуговом бассейне с конвергирующими зонами субдукции и незрелой дуге, ограничивающей этот бассейн (Охненштеттер, 1985). Вариации состава минералов очень велики. Так, величины хромистости акцессорных хромшпинелидов перидотитов меняются от 0.18 до 0.74. Детальными исследованиями многих авторов показаны различия состава вулканических и кумулятивных пород в пределах двух тектонических блоков офиолитов, коррелирующиеся с различиями состава хромитовых руд в мантийных перидотитах. Офиолиты блока Кото рассматриваются в качестве образований внутридугового бассейна, тогда как офиолиты Акойе - зарождающейся дуги. Однако составы перидотитов не вполне согласуются с составами коровых комплексов (табл. 4). Так, в блоке Акойе, по имеющимся данным, преобладают перидотиты COX-типа. Согласно исследованию Г.П. Юмла (1989), в этом блоке вулканические серии и кумуляты не являются выплавками из данного рестита, они происходят из другого источника, претерпевшего высокую степень плавления. Указанный автор считает, что состав кумулятов Акойе ($Fe_{78-81}, An_{90-97}, X_{Cr}^{Sp} > 0.6$) свидетельствует о высоком давлении H_2O в магматической системе. Позднеюрские офиолиты Джозефин, обнаженные на площади более 1000 кв. км, расположены в горах Кламат, в СЗ Калифорнии и ЮЗ Орегоне, где слагают основание зрелой островной дуги раннемелового возраста (Богданов, Добрецов, 1987). Существуют расхождения в трактовке обстановки формирования офиолитов Джозефин. Согласно М. Охненштеттеру (1985), это образования незрелой островной дуги; Г.Д. Харпер (1985) делает вывод об их формировании при задуговом (внутридуговом) спрединге. Развитие комплекса параллельных даек свидетельствует о спрединговом механизме формирования рассматриваемых офиолитов; Г.Д. Харпер (1988) приводит геологические и петрологические свидетельства проявления также и структурного (амагматического) растяжения коры бассейна. Наряду с этим, состав вулканогенного комплекса и кумулятов отражает ГДО над зоной субдукции. Химический состав минералов

варьирует в широких пределах; по-видимому, здесь сохранились более ранние парагенезисы задугового спрединга (СОХ-тип), но основная часть данных свидетельствует об уравнивании перидотитов в супрасубдукционной ГДО.

К петрохимическому типу ЗОД относятся перидотиты массива горы Солдатской (полуостров Камчатский Мыс, Камчатка). По данным С.В.Высоцкого (1989), А.В.Федорчука и др., (1989), тектонические пластины пород вулканогенного комплекса относятся к разным петрохимическим типам и включают образования СОХ, трансформных разломов, зон внутриплитного магматизма. С перидотитами коррелятивны базальты серии низкотитанистых толеитов, формировавшиеся в конце мела в интраокеанической островной дуге. Как показывает состав сосуществующих минералов гарцбургитов, эта дуга, скорее всего, прошла лишь раннюю стадию развития, после чего ее активность прекратилась.

Наряду с гарцбургитовыми массивами зарождающихся островных дуг и внутридуговых бассейнов, в пределах Тихоокеанского пояса обнажены комплексы крайних по составу перидотитов - слабо истощенных лерцолитов и наиболее истощенных дунит-гарцбургитов. К первым из них относятся перидотиты офиолитов Канути пояса Юкон-Курук на Аляске, предположительно позднепалеозойского возраста (Паттен и др., 1977). Р.А.Лони и Г.Р.Химмельберг (1989) относят перидотиты к гарцбургитам и предполагают их тектоническую связь с вулканической дугой. Однако химический состав пород и минералов, приведенный указанными авторами, свидетельствует о преобладании в мантийном комплексе лерцолитов, относящихся скорее к петрохимическому типу перидотитов пассивных окраин океанов. В пользу последнего предположения свидетельствуют высокая глиноземистость акцессорных хромовых шпинелей и высокая натровость клинопироксенов. Другим примером слабо истощенных перидотитов того же типа являются лерцолиты острова Тимор, представляющие собой реликтовый участок пассивной окраины Гондваны, в настоящее время включенный во внешнюю зону вулканической дуги Банда.

К фрагментам кайнозойских островодужных структур Меланезийской области относятся крайне истощенные дунит-гарцбургитовые комплексы Папуа (Новой Гвинеи) и Новой Каледонии. Широко известный в геологической литературе массив перидотитов Восточного Папуа представляет собой пример мантийного комп-

лекса, подвергнутого, по-видимому, неоднократному истощению в различных ГДО. Судя по данным В.Г.Лутца (1986), вулканический комплекс позднего мела близок по составу к известковистым базальтам бассейна Лау, частично и к верхним пиллоулавам Троодоса. В эоцене офиолиты Восточного Папуа служили основанием островной дуги, коллизия которой с Новогвинейским континентальным массивом произошла в миоцене (Сирли, Стивенс, 1984). Гарцбургиты предельно истощены глиновезом, содержание которого в отдельных зернах ортопироксена падает до 0.1% (Ингланд, Девис, 1973, Жакс, Чеппел, 1980). Указанные авторы предполагают, что выплавками из гарцбургитов и дунитов Восточного Папуа могли быть олигоценовые бонинитоиды мыса Фогель. Огромный по размерам (около 6000 кв.км) гарцбургитовый массив Ду Зюд на юге Новой Каледонии ассоциирует с крайне низкотитанистыми базальтами и кумулятами ортопироксенового типа (Охненштеттер, 1985). Севернее расположены относительно небольшие лерцолит-гарцбургитовые массивы, в том числе хромитоносный массив Тиебаги, лерцолиты которых формировались, согласно представлениям А.Николя и К.Дюпуи (1984), при импреняции гарцбургитов океанической литосферы базальтовыми выплавками в зоне трансформного разлома. Однако, как показано в табл.4, гарцбургиты массива Тиебаги по составу минералов более истощены по сравнению с гарцбургитами срединно-скеанических хребтов и соответствует перидотитам ассоциаций, формирующихся на ранних стадиях суграсубдукционного магматизма.

Петрохимическая типизация перидотитовых массивов Тихоокеанского складчатого обрамления позволяет выявить определенную направленность изменения состава мантийных комплексов офиолитов в пространстве и во времени, отражающую, очевидно, тенденцию изменения геодинамических обстановок их формирования.

1. Наименее истощенные лерцолитовые комплексы известны в северной части Тихоокеанского обрамления, где они датируются ранним-средним, предположительно и поздним палеозоем. Это раннепалеозойские перидотиты Тринити, а также комплекса Фезе Ривер на севере Сьерра-Невада (Ирвин, 1977); среднепалеозойские (?) массивы Усть-Бельский и Эльденыр в Корякском регионе; позднепалеозойский (?) комплекс Канути на Аляске. Все эти перидотиты имеют преимущественно лерцолитовый состав, с подчиненным развитием диопсидовых гарцбургитов, и по особенностям химизма минералов относятся к ПО и СОЖ - типам (по комплексу Фезе Ривер

данные отсутствуют). Такой состав этих, наиболее древних, перидотитовых комплексов может отражать существование в палеозое внутриконтинентальных бассейнов с океанической корой, дальнейшее развитие которых привело к формированию океанической литосферы мезозойской Северной Пацифики.

2. В составе пермско-раннемезозойских офиолитов существенно перидотитовые массивы неизвестны. Перидотиты пермских комплексов, расположенные в самых разных частях Тихоокеанского пояса (Каньон Маунтин в Орегоне; массивы зон Сангун-Ямагучи и Майзуру в Японии; Ред Маунтин в Новой Зеландии), по составу минералов близки к гарцбургитам петрохимических типов COX и 30Д. Эти данные, в сочетании с особенностями состава ассоциирующих магматических комплексов, позволяют отнести рассматриваемые перидотиты к образованиям зарождающихся энсиматических дуг и задуговых бассейнов. Крайне истощенные гарцбургиты развитых стадий супрасубдукционных обстановок датируются триасом - ранней юрой; это массивы Чирынайский и Красногорский в Корякском нагорье, а также, судя по составу рудной минерализации, отдельные дунит-гарцбургитовые тела в террейне Раттлснейк-Крик (горы Кламат, Калифорния). Состав минералов мантийных перидотитов данной возрастной группы свидетельствует об их формировании в активных окраинах развитого океанического пространства древней Пацифики.

3. Позднемезозойские перидотитовые массивы по составу и предполагаемым обстановкам формирования в целом аналогичны пермским-раннемезозойским. Среди них преобладают аналоги образований незрелых дуг и задуговых котловин; это позднерские массивы Пенжинского района, Джозефин, массивы Береговых хребтов Калифорнии, а также наиболее молодые (в пределах Тихоокеанского пояса) комплексы Камчатского Мыса, хребта Замбалес, Новой Каледонии. Крайне истощенные гарцбургиты, ассоциирующие с бонинитовыми вулканитами, в этой группе представлены массивами Восточного Папуа, юга Новой Каледонии, Идзу-Бонинского, Марианского, Тонганского преддужий. Вместе с тем в позднем мезозое формируются и перидотитовые комплексы, состав минералов которых позволяет предполагать их образование в зонах трансформных разломов типа дуга-дуга, дуга-хребет. К ним относятся перидотиты массива Тамватней, а также, по-видимому, перидотиты юго-западного Орегона (Медарис, 1972). Эти единичные

примеры позволяют высказать предположение о возможной активизации в позднем мезозое и кайнозое междугловых зон трансформных разломов, по которым происходили латеральные смещения отдельных крупных блоков литосферы островодужных ансамблей. Примером современной границы скольжения в островодужных ансамблях является разлом Яп в бассейне Паресе-Вела, представляющий собой правосторонний сдвиг (Сваричевский, Ханчук, 1990); в зоне разлома драгирован образец шпинелевого лерцолита (Савельева, 1987), по составу минералов относящегося к типу ГС.

Средиземноморский пояс

Перидотитовые массивы Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) пояса, характеризующиеся большим диапазоном составов пород, послужили основой для выделения А.Николя и Э.Джексоном (1972) лерцолитового (субконтинентального) и гарцбургитового (субокеанического) типов перидотитов. Контрастный состав перидотитовых комплексов имеет провинциальное значение и связан с различиями в геотектонических условиях формирования разных частей Неотетиса; исходя из этого, мезозойские офиолиты и перидотитовые массивы подразделены А.Л.Книппером и Г.Н.Савельевой (1987) на три провинции - Западную, Центральную и Восточную. С запада на восток установлены более истощенный характер комплексов мантийных перидотитов и развитие более полных разрезов габбро-базальтовых серий, состав которых отражает увеличение к востоку роли образований активных окраин. В связи с этим представляет интерес сопоставление химического состава минералов перидотитов различных провинций Тетиса и их петрохимическая типизация, а также сравнительный анализ состава перидотитовых комплексов в разных стволах этой межконтинентальной палеоокеанической области - в поясах офиолитов, прилегающих с одной стороны, к активным в мезозое континентальным окраинам Евразии, с другой - к пассивным окраинам Гондванских континентальных масс.

Типичным примером первых являются офиолиты Малого Кавказа. Работы В.А.Агамалына, Т.Аб.Гасанова, Г.С.Закаридзе, С.К.Злобина, А.Л.Книппера, М.Г.Ломизе, Р.Г.Магакяна, М.А.Сатиана, С.Д.Соколова, В.Е.Хаина, О.П.Цамерян, других исследователей показали, что офиолиты Амасия-Севано-Акеринской зоны представляют собой тектоническую смесь фрагментов океанической коры, энзиматических островных дуг, внутриокеанических метаморфитов,

офиолитокластов и других комплексов юрского и мелового, возможно и более древнего возраста. Кулисообразно расположенные перидотит-габбровые массивы сложены гарцбургитовым и габбро-плагиогранитным комплексами, породами переходных ультрамафит-мафитовых серий. Геодинамические обстановки формирования офиолитов Малого Кавказа трактуются по-разному. Большинство современных исследователей считает местом их образования океанический бассейн - Северозатолийско-Малокавказскую эвгеосинклинальную зону, игравшую в юре роль главного бассейна Тетиса (Хаин, 1984). Автор настоящей работы относил рассматриваемые офиолиты к образованиям междугового бассейна, существовавшего в нижней-средней юре к югу от Сомхето-Карабахского вулканического пояса (Паланджян, 1974, 1975); новые данные по Апаранскому аккреционному комплексу в южном ограничении офиолитовой зоны (Агамалян, 1987) подтверждают правомерность этого представления. Вместе с тем ряд исследователей рассматривает офиолиты Малого Кавказа и их продолжение на западе как образования сравнительно узких рифтогенных трогов Красноморского типа, пересекающих шельфовую внутриконтинентальную геосинклиналь (Бринкман, 1976; Сатян, 1984; Казарян, 1988). В связи с этим представляет интерес интерпретация ГДО формирования перидотитового комплекса, основанная на новых данных по химическому составу минералов. Такие данные получены нами совместно с Г.Г.Дмитренко по породам гарцбургитового комплекса двух представительных массивов - Шоржинского и Джил-Сатанахацкого (табл.4).

Оба массива хорошо изучены петрографически; подробные описания их содержатся в работах А.Г.Бетехтина (1937), Г.С. Арутюняна (1974), А.А.Ярошевского и Г.Хасана (1984), Г.С.Закариадзе и др. (1990). Дунит-гарцбургитовый комплекс (включающий, по нашим наблюдениям, в Шоржинском массиве участки дунит-пироксенитовых образований) структурно выше переходит в расслоенную дунит-троктолит-верлитовую серию, затем, в пределах Джил-Сатанахацкого массива, в мощный комплекс габброидов (габбро, габбронориты), плагиогранитов, кварцевых диоритов. Такая последовательность пород трактовалась С.Б.Абовяном, А.А.Ярошевским и Г.Хасаном как результат дифференциации магмы, образовавшей всю последовательность пород - от дунитов и перидотитов до плагиогранитов. Однако подробные петрографичес-

кие и геохимические данные позволили Г.С.Закариадзе и др. (1990) обосновать бонинитоидную природу комплекса кварцевых диоритов и плагиогранитов, интрузирующих ультрамафиты и троктолиты; был установлен среднеюрский возраст комплекса (U - Pb датировки по цирконам). Химический состав минералов гарцбургитов согласуется с этими данными и отражает существование в обоих массивах, наряду с умеренно истощенными перидотитами ЗОД-типа, также и крайне истощенных фаций РОД-типа, отражающих, очевидно, выплавление бонинитоидных расплавов. Все эти данные позволяют судить о формировании магматических и коровых комплексов Шоржинского и Джил-Сатанахацского массивов в процессе развития энсиматической островной дуги, заложившейся в J_2 на океаническом фундаменте, генерировавшемся незадолго до этого в междугорном бассейне. Дуга развивалась в несколько этапов - от спрединга с образованием троктолитовой серии, до собственно островодужной стадии, когда имело место внедрение плутонитов бонинитоидной серии, дополнительное истощение перидотитового фундамента и формирование высокохромистой минерализации. Однако для экстраполяции этого вывода на другие массивы пояса нужны дополнительные исследования, поскольку по латерали состав фрагментов офиолитов, в частности, вулканогенных комплексов, меняется. Так, в пределах Севанского хребта вулканиды петрохимически сходны как с СОХ-толеитами, так и с толеитами ранних стадий развития островных дуг (Паланджян и др., 1977); изучение первичных расплавных включений позволило выделить здесь также и бонинитоиды (Закариадзе и др., 1983; Чамерян и др., 1988). Восточнее Содского перевала среди вулканидов широко развиты субщелочные и щелочные базальтовые серии (Григорьев, 1979).

В числе других массивов северных цепей офиолитовых поясов, окаймляющих структуры раннемезозойской активной окраины Евразии, представляет интерес Вуринос в Греции. Офиолиты этого района формировались в Вардарском океаническом бассейне в ранней-средней юре и шарьированы на Пелагонийский массив (Бибьен и др., 1980). Как указывает В.Е.Хаин (1984), именно через зону Вардара и затем в направлении Измира, Анкары, Эрзинджана и Малого Кавказа проходил в мезозое основной ствол Тетиса. Судя по составу аксессуарных хромшпинелидов (Ауге, 1988), в массиве Вуринос, как и на Малом Кавказе, гарцбургиты относятся к типам ЗОД и РОД, что позволяет предполагать их повторное

истощение на разных стадиях развития островной дуги. Состав вулканических и кумулятивных пород согласуется с этими данными: здесь представлены верхние и нижние комплексы, формировавшиеся при спрединге и в плутонической камере островной дуги (крайне низкотитанистые магмы) (Рассиос и др., 1983; Охненштеттер, 1985). Другим примером сильно истощенного гарцбургитового комплекса, в современной структуре приуроченного к шовным зонам южного ограничения позднемезозойской Евразии, являются массивы офиолитов Донкьяо-Ксайнкса в Северном Тибете, на востоке Альпийско-Гималайского пояса (Жирардо и др., 1986). В составе офиолитов - подушечные лавы с абиссальными толеитовыми и островодужными петро- и геохимическими характеристиками, долеритовые дайки с бонинитоидными особенностями химизма, кумуляты (верлиты и троктолиты).

Перидотиты южного ствола Тетиса наиболее типично представлены в офиолитах Периаравийского пояса, формировавшихся в среднем мелу, при деструкции пассивной окраины Неотетиса, и шарьированных в позднем мелу на шельфовые зоны Гондванских континентальных блоков (Казьмин и др., 1987; Книппер и др., 1987). Офиолиты этого пояса менее нарушены тектонически, здесь сохранились мощные (до 14 км в Омане) разрезы полных офиолитовых последовательностей. Наиболее представительные массивы (Троодос, Оман, Баёр-Бассит) детально описаны в литературе, и мы остановимся лишь на особенностях состава минералов, данные по которому, к сожалению, немногочисленны. По сравнению с рассмотренными выше массивами основного ствола Тетиса, перидотитовые комплексы Троодоса и Омана сложены в целом несколько менее истощенными гарцбургитами, что видно при сопоставлении величин $\frac{Sr}{Sr}$. Выше уже было отмечено, что петрология офиолитов, редкоэлементная и изотопная геохимия вулканических образований свидетельствуют в пользу формирования комплексов Троодоса и Омана на ранних стадиях супрасубдукционной геодинамической обстановки, включающих этапы спрединга и наложенного рифтинга зарождающейся подводной дуги. Вулканические и кумулятивные комплексы отличаются широким диапазоном составов, с развитием на поздних этапах также и крайне низкотитанистых лав и комагматичных им кумулятов ортопироксенового типа (табл.5).

Немногочисленные лерцолитовые массивы Центральной и Восточной провинций Тетиса тяготеют к тектоническим зонам, при -

легающим к окраинам Гондванских континентальных блоков. Все они по петрографическому и петрохимическому составам перидотитов заметно отличаются от внутриплитных лерцолитовых комплексов. В строении массивов Отрис и Пиндос в Греции значительную роль играют также гарцбургиты. Кумуляты относятся к производным MORB, однако наиболее поздние вулканические толщи характеризуются низко- и крайне низкотитанистым составом, что позволяет выделить в составе рассматриваемых офиолитов образования COX-типа и наложенные на них островодужные серии (Книппер и др., 1987). На востоке складчатого пояса лерцолитовый массив Шигадзе в Южном Тибете, расположенный в шовной зоне Ярлунг-Цангпо, является частью офиолитов мелового возраста (120 млн. лет); эти офиолиты формировались в процессе развития океанического бассейна, отделившего Индийский субконтинент от Тибета. Ж. Жирадо и Ж.-К. Мерсье (1988) обосновали представление о формировании офиолитов Шигадзе в обстановке COX с медленным спредингом. Состав хромшпинелидов, соотношенный с предложенной в настоящей работе типизацией, в целом подтверждает такую оценку ГДО, однако часть данных относится к акцессориям повышенной хромистости, характеризующим наиболее верхний горизонт гарцбургитов и дунитов. В составе слабо развитых диабазового и габбрового комплексов нет пород, свидетельствующих о супрасубдукционной обстановке формирования какой-либо части офиолитов, поэтому развитие гарцбургитов с $X_{Cr}^{Sp} > 0.45$ требует иного объяснения. Изучая изотопы свинца, Х. Гёпель и др. (1985) пришли к выводу о существовании в области генерации офиолитов Шигадзе двух источников - MORB-типа и с более высоким отношением $^{207}Pb / ^{204}Pb$. По-видимому, рассматриваемые офиолиты формировались в медленно-спрединговом хребте, в участке наложения внутриплитного источника.

Таким образом, в пределах Центральной и Восточной провинций Альпийско-Гималайского пояса, как и в Тихоокеанском поясе, широко распространены гарцбургитовые комплексы, генетически связанные с супрасубдукционными обстановками. Данные по нескольким представительным массивам показывают, что в средне меловых офиолитах южного ствола Тетиса перидотиты в целом несколько менее истощены по сравнению с перидотитами юрских офиолитовых поясов активной окраины Евразии. В западной провинции Средиземноморского пояса, океанические бассейны ко-

торой, по существу, представляли собой наиболее ранний (по времени раскрытия) фланг Неотетиса, офиолиты включают лерцолитовые массивы ПО и СОХ - типов; о массивах Лигурид уже сказано выше, аналогичны по составу и офиолитовые массивы Западных Альп (Ишиватар, 1986). В составе всех этих массивов большую роль играют плагиоклазовые лерцолиты. Офиолиты формировались в раннем мезозое в нешироких бассейнах и обдуцировали на Африканскую и Европейскую пассивные окраины (Книппер и др., 1987); островодужные комплексы в составе офиолитов отсутствуют. Массивы такого состава, ГДО формирования которых в какой-то мере приближаются к Красноморскому трогу, в пределах Центральной и Восточной провинций неизвестны.

В древних складчатых поясах (Аппалачи, Евразийские каледониты, Урал) офиолиты включают комплексы перидотитов широкого диапазона составов. Наиболее крупные массивы Урала, приуроченные к краевым (западным) офиолитовым аллохтонам - Кемпирсайский и Войкаро-Сыбынский - сложены лерцолит-гарцбургитовыми комплексами СОХ-типа и более истощенными дунит-гарцбургитовыми, образовавшимися, судя по составу минералов, в супрасубдукционных обстановках (табл.4). Лерцолитовые массивы Урала - Крака, Нурали - по составу минералов близки к массивам Внутренних Лигурид и Западных Альп (офиолитовым). Крайне истощенные гарцбургитовые комплексы, связанные с наиболее древними в фанерозое низкотитанистыми офиолитами с бонинитоидной тенденцией химического состава, слагают Наранский массив (Хантайширский комплекс в Западной Монголии); судя по единичным данным, к ним относятся и массивы Аппалачского пояса - Тетфорд в Квебеке, Бетс-Ков в Ньюфаундленде.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В работе Э.Вонатти и П.Майкла (1988) показано закономерное изменение состава остаточных перидотитов по направлению от предокеанических рифтов (Красноморского) к пассивным окраинам, зрелым океанам и к зонам субдукции; оно выражается в падении содержания Al_2O_3 в ортопироксене (и в породе в целом), повышении X_{Cr}^{Sp} , X_{Mg}^{Ox} , X_{Fe}^{Ox} . Указанные исследователи, опираясь на данные по дупириоксеновой термометрии, показали, что температуры уравнивания остаточных перидотитов возрастали от

предокеанических рифтов, через пассивные окраины океанов, к СОХ Северной Атлантики. Это обстоятельство подтверждается и ростом коэффициента распределения Al_2O_3 между сосуществующими ортопироксеном и шпинелью от перидотитов ВП, через ГС и ПО к СОХ (Бонатти, Майкл, 1988; наши данные). По мнению Э.Бонатти и П.Майкла, полученные оценки температур могут свидетельствовать в пользу пониженного термального режима (и медленного астеносферного подъема) под рифтами красноморского типа и структурами, формировавшими пассивные окраины, по сравнению с термальным режимом СОХ. Возрастание деплетированности перидотитов в указанном ряду может отражать увеличение степени частичного плавления, обусловленное более высокими параметрами термального режима, скорости спрединга, подъема мантийного ди-апира, менее глубинным уровнем завершения процесса частичного плавления; эти факторы отражаются не только в составе остаточных перидотитов, но и в составе, мощности, степени развития вулканических, дайковых, кумулятивных комплексов (Будье, Николая, 1935; Николая, 1986; Бонатти, Майкл, 1988). В противоположность этому, крайне высокая степень деплетированности островодужных гарцбургитовых комплексов обусловлена не экстремально высокими температурами, а повторными актами частичного плавления уже истощенного источника, имеющими место в условиях водного состава флюидной фазы (Дик, Фишер, 1986; Бекклува, Серри, 1983; Дмитренко и др., 1985, 1990). Таким образом, вырисовывается специфика термального и флюидного режима формирования остаточных перидотитов в различных ГДО, что может отражать различие геотермического градиента в некоторых из них. Количественные оценки параметров геотерм и анализ их распределения в пространстве и во времени, основанные на данных по химизму сосуществующих минералов остаточных перидотитов в различных ГДО (как современных, так и геологического прошлого) - задача будущих исследований.

Важной особенностью перидотитовых комплексов многих офиолитов является неоднородность состава (чаще всего сочетание петрохимических характеристик СОХ и ЗОД, РОД), имеющая в целом характер вертикальной неоднородности. На примере отдельных хорошо изученных массивов установлены структурное несогласие между лерцолитовыми и гарцбургитовыми сериями (Средний Крака, Нурали, по данным Г.Н.Савельевой, 1987), а также другие приз-

наки более позднего формирования истощенных ассоциаций, обычно слагающих верхние структурные горизонты перидотитового комплекса. Однако хромитоносные дунит-гарцбургитовые серии иногда развиваются не в верхней части мантийного разреза, а на глубинах 4-5 км., подстилаясь и перекрываясь менее истощенными перидотитами, как это установлено в Кемпирсайском массиве (Смирнова и др., 1982; Штейнберг, Чашухин, 1984). Важно отметить, что сочетание петрохимических типов СОХ и ЗОД характерно для наиболее значительных по промышленной хромитоносности массивов, таких, как Кемпирсай, Тиебаги, Акойе, Джозефин. По-видимому, образование масштабных концентраций хромититов обусловлено, в числе прочих, двумя важными факторами: наличием слабо- или умеренно истощенного субстрата, в котором значительная часть хрома содержится в силикатной форме, и наложением на него эндогенных процессов, приводящих к концентрации хрома в шпинелидах. Фактором, обуславливающим последнее, является водный характер флюида в супрасубдукционных обстановках (Дмитренко и др., 1990).

Распределение хрома между сосуществующими пироксеном и шпинелью проявляет определенную зависимость от того, в какой ГДО уравновешены перидотиты (рис.2). Лерцолиты, относящиеся к петрохимическим типам ВП, ГС, ПО, в целом характеризуются прямой корреляцией между величинами Cr_2O_3 в сосуществующих ортопироксенах и акцессорных шпинелях ранней генерации (ядра протогранулярных зерен, порфирукластов, ксеноморфные выделения шпинели). Такая же картина выявлена нами для лерцолитов Эльденыра и Тамватнея (Дмитренко и др., 1990); на примере этих массивов показано аналогичное поведение хрома и в клинопироксенах лерцолитов. По данным Дж.Нагата и др. (1983), при постоянстве Cr/Al в шпинели содержание хрома в ортопироксене уменьшается с понижением температуры. Это обстоятельство, в сочетании с данными по минеральному и химическому составу перидотитов указанных ГДО, показывает, что синхронный рост Cr_2O_3 в силикатах и оксидах отражает в целом невысокую степень частичного плавления лерцолитов в условиях крайне медленного спрединга и маловодного состава флюида. Характер распределения хрома меняется в перидотитовых комплексах СОХ-типа со средними и высокими значениями спрединга, особенно в участках наложения на них внутриплитного магматизма (напри-

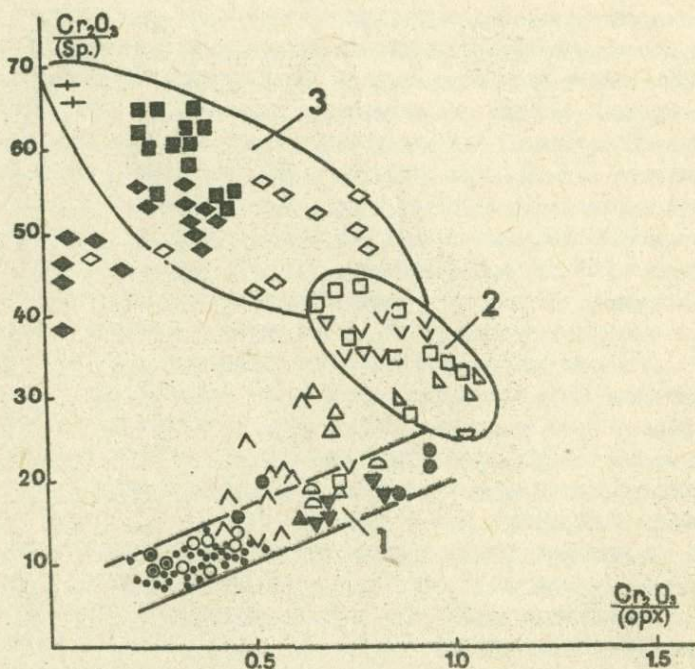


Рис.2. Распределение Cr_2O_3 (мас.%) между сосуществующими шпинелями и ортопироксенами перидотитов в различных геодинамических обстановках.

Условные обозначения см. рис.1. Цифрами обозначены поля составов: 1 - внутриплитных и границ скольжения, COX с крайне малой величиной спрединга; 2 - COX с умеренной и высокой величинами спрединга; 3 - островных дуг.

мер, Срединно-Атлантический хребет в районе 43° с.ш.). В этих обстановках дальнейший рост хромистости шпинели происходит на фоне падения содержаний хрома в сосуществующем пироксене. Ещё более резко выражена эта тенденция в комплексах фундамента островных дуг, достигая крайнего выражения в наиболее истощенных гарцбургитах преддужья.

Таким образом, особенности геохимического поведения хрома позволяют наметить геодинамические обстановки, наиболее благоприятные для его ремобилизации из силикатной массы и образования окисных концентраций - акцессорных и рудных. Это те ГДО, в

которых происходит более значительное истощение перидотитов, обусловленное не ростом температуры, а наложением новых актов частичного плавления в условиях повышенной водонасыщенности флюида (Дик, Фишер, 1984). Последняя способствует истощению перидотита пироксеном и вообще магмофильными компонентами, в первую очередь глиноземом. Существенно водный состав флюида при формировании более истощенных перидотитов обосновывается не только экспериментальными исследованиями, но и составом минералов-включений в идиоморфных хромитах (аксессуарных и рудных) гарцбургитовых комплексов; среди этих включений главную роль играют водные силикаты (Йохан, 1984; Дмитренко, Мочалов, 1989). Интерпретация данных указанных исследователей позволяет считать, что рассматриваемые процессы типичны для перидотитовых комплексов, формировавшихся в ЗОД (Троодос, Оман), РОД (Ду Энд, Красногорский, Чирынайский), частично и для гарцбургитов СОХ - типа (Тамватней). Важно отметить, что минералогические признаки водного состава флюида - включения водных силикатов (хлоритов, амфиболов, серпентина, флогопита) установлены лишь в хромитах идиоморфного габитуса, типичных для гарцбургитов, крайне обедненных ортопироксеном (Дмитренко и др., 1990).

Процессы преобразования перидотитов в супрасубдукционных обстановках, приводящие к истощению пород магмофильными компонентами и перераспределению хрома, захватывают и другие рудообразующие элементы. Полученные нами данные по распределению золота и серебра в ультрамафитах и габброидах Севанского хребта (Армения) и Корякского нагорья (Паланджян, Разин, 1974; Найбородин, Паланджян, 1981; а также неопубликованные данные) свидетельствуют о выносе этих металлов выплавками при истощении перидотитов в супрасубдукционных обстановках. Содержания золота и серебра в лерцолитах оцениваются соответственно в $5.2 \cdot 10^{-7}\%$ и $1.1 \cdot 10^{-5}\%$, в гарцбургитах - $(1.8-2.5) \cdot 10^{-7}\%$ и $0.61 \cdot 10^{-5}\%$ (отношения Au/Ag сохраняются в пределах 0.04-0.05); нефракционированные габброиды содержат $(6-12) \cdot 10^{-7}\%$ золота и $1.5 \cdot 10^{-5}\%$ серебра. В гарцбургитах Севанского хребта среднее содержание германия оценено в $0.68 \cdot 10^{-4}\%$, в габброидах оно выше и составляет $1.07 \cdot 10^{-4}\%$ (Карапетян, Паланджян, 1966). Приведенные данные не противоречат имеющимся в литературе сведениям по содержанию золота в гарцбургитах и лерцоли-

тах Новой Каледонии, массивов Джозефин, Троодос, Тетфорд, данным по германию в шпинелевых лерцолитах глубинных включений. К.Дюпуи и др. (1981) на примере перидотитовых комплексов Новой Каледонии показали, что содержания меди и золота падают с ростом остаточного характера пород; оба металла обогащают расплав относительно тугоплавкого остатка.

Намечается общая тенденция геохимического поведения рудных элементов мантийных перидотитов в супрасубдукционных ГДО, выраженная в истощении массы пород халькофильными элементами (Au, Ag, Cu, Ge, Pd), перераспределении хрома из силикатной формы в окиснорудные концентрации. Эти процессы начинаются в спрединговых обстановках (перидотиты COX - типа) и особенно интенсивно протекают на различных стадиях формирования энсиматических островных дуг, при повторных актах истощения перидотитов в супрасубдукционных обстановках. Направленная химическая трансформация перидотитовых комплексов, очевидно, обуславливает также и эволюцию состава и структурной позиции рудной минерализации альпинотипных ультрамафитов, особенности которой (эволюции) намечены в работах М.Лебланка и Ж.-Ф.Виолетта (1983), М.Охненштеттера (1985, 1987), А.А.Маракушева (1988), Ф.Ванга (1989). Одна из моделей такой эволюции показана в табл.5, составленной главным образом по литературным данным. Неофиолитовые массивы альпинотипных перидотитов содержат мелкие концентрации хромитовых руд, иногда обогащенных титаном (массив Финеро), а также необычные для офиолитов типы минерализации - хромит-никель-арсенидную, сульфидно-графитовую (Ронда, Бени-Бушера). В составе минералов платиновой группы преобладают сульфиды. По данным А.Феррарио и Г.Гарути (1990), во всех сульфидных фазах, содержащих платиноиды, отмечаются повышенные количества Cu, Ag, Pb, что связывается со щелочным составом флюидной фазы. Перидотитовые комплексы внутриконтинентальных бассейнов и пассивных окраин слабо хромитоносны; небольшие концентрации глиноземистых руд локализованы в кумулятивных дунит-пироксенитовых сериях (Усть-Бельский массив), хромистых руд - в плагиоклазовых лерцолитах (массив Колло, формировавшийся, согласно М.Лебланку и А.Темагулу, 1989, при небольшой степени спрединга в зарождающейся океанической котловине). Глиноземистый и переходный состав руд, при значительно больших масштабах оруденения, характерен и для перидотитовых комплек-

Таблица 5

Зависимость состава рудной минерализации перидотитовых массивов и ассоциирующих с ними магматических комплексов от геодинамических обстановок формирования офиолитов (таблица составлена с использованием сводок В.Р.Черча, Л.Риччио, 1977; Л.Беккалува и др., 1983; М.Охненштеттера, 1985; данных других исследователей)

М а с с и в ы	Петрографические и петрохимические типы комплексов			Состав и структурная позиция рудной минерализации	
	Перидотитовых	Вулканических, дайковых	Кумулятивных	Хромитов	МПГ
Внутриконтинентальные зоны транскуррентных разломов					
Бальдиссеро; Бальмучия; Финеро; Ронда; Вени Вушера	<u>ВП</u> ЛЦ	-	-	Cr Cr, Ni } М Cr, Ti	Халькогениды, редко - самородный Ru
Внутриконтинентальные малые океанические бассейны					
Офиолиты Зап.Альп (Ланцо, Монвизо); Внутренние Лигуриды; Колло (Альбр)	<u>СОХ</u> ПШ-ЛЦ; ЛЦ	В-Т ₁	А	Cr-П	?
Пассивные окраины малых океанических бассейнов					
Усть-Бельский; Эльденур; Канути (Аляска); Давос (Зап.Альпы); Внешние Лигуриды	<u>ПО(СОХ) (ВП)</u> ЛЦ(ГЦ)	В-Т ₁	А, (Б)	А1-К	?
Периконтинентальные окраинные бассейны					
Тринити; Отрис; Пиндос; Шигадзе (Дж.Тибет)	<u>СОХ</u> ПШ-ЛЦ; ЛЦ; ГЦ	В-Т ₁ (Н-Т ₁)	А, Б	А1-П	?
Периокеанические задуговые (междуговые) бассейны					
Айпод (Филиппинское море); Западный пояс Ньюфаундленда; Каньон Маунтин; Кото (Замбалес)	<u>СОХ; НЭС</u> ГЦ(ЛЦ)	В-Т ₁ , Н-Т ₁	А, Б, (В)	А1-К А1-П	?
Зарождающиеся островные дуги на океаническом или окраинноморском фундаменте					
Троодос; Оман; Халкидики; Елистратовский; Куул-Ганкуваям; Акойе (Замбалес); Тиебаги; Джозефин; Кемпирсай, Хабарнинский; Войкаро-Сынбинский	<u>ЗОД(СОХ)</u> ГЦ(ЛЦ)	(В-Т ₁), Н-Т ₁ , (КН-Т ₁)	(А), Б, В, (Г)	А1-К Cr-П Cr-М	Тв. раств. - 5 - 20%; Pt-Fe - редко; халькогениды преобладают
Развитые стадии островных дуг (наложенный рифтинг дуг и преддужья)					
а) в составе офиолитов сохраняются комплексы ранних стадий:					
Вуринос; Шоржа; Джил-Сатанахацкий; Сев.Тибет; Папуа; Бетс Ков; Тетфорд	<u>ЗОД, РОД</u> ГЦ	Н-Т ₁ , КН-Т ₁	Б, В, Г		Тв. раств. - ~ 40%; халькогениды - до 60%
б) в составе офиолитов развиты наиболее истощенные мантийные и коровые комплексы:					
Красногорский, Чирьнайский; Ду Энд; Пол Коррал (Калифорния); Наранский	<u>РОД</u> Д-ГЦ	КН-Т ₁	Г	Fe-К Cr-П	Тв. раств. - 25-80%; Pt-Fe - до 70%; халькогениды - менее 50%
Примечание. Состав хромитов и их позиция в мантийно-коровом разрезе: Cr - высокохромистые; А1 - глиноземистые; Fe - железистые; Cr, Ni - хром-никелевые руды; Cr, Ti - обогащенные титаном хромиты; К - коровые (в кумулятивных сериях); П - переходные (до 1 км ниже основания кумулятов); М - мантийные. Минералы платиновой группы (МПГ): Тв. раств. - минералы систем Os-Ir-Ru, Fe-Ru-Os; халькогениды - лаурит-эриктиманит, другие сульфиды, арсениды. Другие обозначения см. таблицу 3.					

сов междуговых бассейнов (Каньон Маунтин, Кото). Высокохромистые руды, содержащие более 45% Cr_2O_3 , типичны для перидотитового фундамента энсиматических островных дуг; они образуются на разных уровнях разреза, вплоть до границы между гарцбургитовыми и лерцолитовыми сериями, где, в частности, расположены крупные по запасам рудные тела массива Тиебаги (Моутте, 1982). Характерно повышение хромистости руд в наиболее истощенных дунит-гарцбургитовых комплексах, остаточных после выплавления крайне низкотитанистых магм, включая и бонинитоидные.

Минералы платиновой группы распространены главным образом в ультрамафитах супрасубдукционных офиолитовых ассоциаций. Они образуют включения в хромититах и в октаэдрических акцессорных хромитах дунитов, локализуясь также и в рудных интерстициях; в акцессорных хромшпинелидах гарцбургитов и лерцолитов МПГ не обнаружены (Дмитренко и др., 1985, 1990; Ауге, 1988). Подавляющее большинство проявлений МПГ связано с хромититами гарцбургитовых и дунит-гарцбургитовых комплексов, однако некоторые из них локализованы в менее истощенных перидотитовых телах. Помимо массивов неофиолитового типа, платиноносные лерцолитовые комплексы известны и в составе офиолитов. Сопоставляя платиноносность массивов Тиебаги и Вуринос, Т.Ауге (1988) отметил различия в видовом составе МПГ, выраженные в преобладании в Тиебаги сульфидов, что объясняется указанным автором различной активностью серы в процессе минералообразования. В связи с этим обращает внимание менее истощенный состав перидотитов Тиебаги (плагноклазовые и шпинелевые лерцолиты, диопсидовые гарцбургиты).

Платиновая минерализация в хромититах слабо истощенного лерцолитового комплекса Тамватней изучена Г.Г.Дмитренко, С.А. Паланцянном, А.Г.Мочаловым (1990); здесь высокохромистые руды включают преимущественно лаурит, при заметном развитии (около 25%) также и твердых растворов Os, Ir, Ru, Fe, Ni, Cu. Сопоставление этих данных с результатами исследования МПГ в гарцбургитовых и дунит-гарцбургитовых массивах Троодос, Джозефин, Кемпирсай, Вуринос, Красногорском, Чирьнайском, Пол Коралл, Наранском (данные Константиридес и др., 1980; Штокмана и Хлава, 1984; Дмитренко и др., 1990; Дистлера и др., 1989; Ауге, 1985; Дмитренко и др., 1985; Моринга и др., 1967) позволяет наметить определенную связь вариаций МПГ с изменением геодинамических

обстановок формирования офиолитов в системе задуговой бассейна-дуга-желоб. Так, наблюдается корреляция между составами МПГ и магматическими сериями офиолитов, в ассоциации с которыми развиты хромитонесные ультрамафиты. Для офиолитов незрелых островных дуг и междуговых бассейнов (Елистратовский, по единичным данным и Кувальский массивы в Корякском нагорье, а также Тиебаги, Кемпирсай), с широким развитием высоко- и умеренно-титанистых вулканитов, характерно преобладание в составе МПГ халькогенидов (главным образом сульфидов) Ru, Os, Ir, при незначительной роли твердых растворов и интерметаллидов (до 10%). В мантийных комплексах тех незрелых дуг и внутридуговых бассейнов, вулканические серии которых содержат также горизонты низко- и крайне низкотитанистых базальтов и переходных бонинитоидов (Тамватней, Вуринос, Джозефин), заметно возрастает роль твердых растворов и интерметаллидов платиноидов, независимо от состава вмещающих перидотитов (до 25% в Тамватнее, до 40% в Вуриносе), при сохранении преобладающей роли лаурита и других сульфидов. Наконец, в хромититах дунит-гарцбургитовых комплексов, структурно связанных с крайне низкотитанистыми островодужными магматитами (Красногорский, Чирьнайский, Среднегорский, Наранский массивы), в составе МПГ главную роль играют твердые растворы и интерметаллиды платиноидов (минералы системы Fe-Ru-Os), тогда как халькогениды образуют менее половины МПГ.

Приведенные данные показывают, что насыщенность рудообразующей системы серой обусловлена обстановками формирования офиолитов и варьирует в зависимости от состава магматических выплавов, интенсивности процессов истощения перидотитовых комплексов. Нарастающая потеря последними серы и увеличение роли твердых растворов платиноидов в составе МПГ обуславливают россыпеобразующий потенциал тех массивов, ультрамафиты и хромититы которых формировались на более поздних стадиях островных дуг, при высокой степени истощения мантийного комплекса. Как показано А.Г.Мочаловым и Г.Г.Дмитренко (1990), по фазовому составу платиноидов к россыпным проявлениям рутениридосминового типа (наиболее значительным по концентрации МПГ) более всего близок комплекс МПГ Красногорского массива. Наоборот, лерцолитовый Тамватнейский массив по составу МПГ от-

личается от всех известных минералогических типов аллювиальных россыпных проявлений платиноидов, что, по-видимому, исключает возможность нахождения в связи с лерцолитовыми массивами экономически значимых россыпных концентраций МПГ.

Дискутируемая на протяжении многих десятилетий проблема генезиса хромитового оруденения в альпинотипных массивах обычно разрабатывается на основании данных по вещественному составу и морфологии рудных концентраций. В последнее время эта проблема изучается также и в аспекте ГДО формирования оруденения (Охненштеттер, 1985); развитие этого подхода может способствовать решению вопросов металлогенической специализации перидотитовых комплексов, региональному металлогеническому анализу складчатых областей. В обзорных работах М. Лебланка, Т.А. Смирновой, Т.П. Тайера показано, что в альпинотипных массивах офиолитового типа хромитовое оруденение развито в дунитовых, дунит-гарцбургитовых, гарцбургитовых, лерцолитовых горизонтах, в основании кумулятивных серий (троктолитах, дунитах), значительно варьируя по составу (содержания Cr_2O_3 от 15 до 65%, Al_2O_3 от 6 до 43%). Обобщенная характеристика хромитоносности офиолитов (табл. 5) демонстрирует определенную связь между петрохимическими типами перидотитов, составом и положением в разрезе хромититов, минерализацией платиноидов, химическими и петрографическими особенностями магматических пород. С изменением ГДО меняется и состав хромититов, имеющих одинаковую позицию в разрезе мантийного комплекса. Так, в крайне истощенном дунит-гарцбургитовом комплексе Красногорского массива оруденение, локализованное в дунитовом горизонте, подстилающем кумуляты, представлено наиболее высокохромистой минерализацией. Однако в массивах с высоким потенциалом хромитового оруденения, сформировавшимся в междуговых бассейнах и зарождающихся дугах (Замбалес, Троодос, Новая Каледония), высокохромистые руды локализованы вблизи зоны перехода лерцолит-гарцбургит, а глиноземистые - структурно выше, вдоль переходной зоны гарцбургит-дунит, недалеко от основания кумулятов (Лебланк, Виолетт, 1983). К последнему типу массивов относится и уникальный по своей хромитоносности Кемпирсайский, в котором, по данным Т.А. Смирновой и др. (1982), главное Южно-Кемпирсайское рудное поле характеризуется высокохромистым составом руд, а другие участки

перидотитового комплекса, а также верхние (троктолитовые) горизонты массива – высокоглиноземистыми и железистыми рудами. По-видимому, важное значение для формирования и концентрации хромитовой минерализации имеет динамика пластического течения ультрамафитов верхней мантии; диапировые структуры особенно благоприятны для локализации умеренно- и высокохромистой минерализации, зоны горизонтального течения – для глиноземистого хромитового минералообразования (Николя, Виолетт, 1982; Охнштеттер, 1985; Ванг, 1989). Исследователи хромитового оруденения Новой Каледонии (Лебланк и др., 1980) высказали предположение о формировании неодинаковых по составу залежей в разное время и из различных источников.

В настоящее время исследователи, разрабатывающие генетические модели хромитового оруденения, в своих построениях исходят из следующих важных особенностей геологического строения и вещественного состава подиформных рудных тел офиолитовых массивов: 1) дискордантность рудных тел и их дунитовых оболочек относительно элементов внутреннего строения перидотитов; 2) пластические деформации, наложенные на эти образования в P-T условиях верхней мантии; 3) текстурные, структурные и химические особенности руд и рудных минералов, свидетельствующие об их кристаллизации из магматических систем; 4) минералогические признаки глубинного происхождения рудообразующей системы, ее связи с неистощенными горизонтами верхней мантии. Среди современных разработок по генезису подиформного хромитового оруденения можно выделить две группы представлений, наиболее обоснованных фактическими данными.

1. Кристаллизация и аккумуляция хромитов из силикатной магмы, циркулирующей внутри каналов и полостей в поднимающемся мантийном перидотитовом диапире (Лаго, Рабинович, Никола, 1982; Ауге, 1988).

2. Флюидно-метаморфическое и метасоматическое формирование хромитовых рудных тел и их дунитовых оболочек (Смирнова, 1977; Штейнберг, Чашухин, 1984; Йохан, 1984; Дмитренко, Мочалов, 1986; Гончаренко, 1989).

Между этими интерпретациями нет принципиальных противоречий, и их синтез может успешно объяснить большинство особенностей строения и состава подиформных рудных тел. Представляется, что концепция генезиса этих образований должна исходить

из следующих основных положений: 1) высокохромистая минерализация, включающая и МПГ, формируется главным образом в супрасубдукционных обстановках, где предполагаются оптимальные условия для зарождения высокотемпературного водного флюида; 2) взаимодействие последнего с перидотитом мантийного клина обеспечивает формирование флюидно-расплавной рудообразующей системы, на порядок и более обогащенной хромом, платиноидами, а также натрием, алюминием, кальцием по сравнению с рудомещающими перидотитами верхних горизонтов мантийного комплекса. Согласно З.Йохану и М.Охненштеттеру (1989), рудообразующая система обогащается указанными компонентами на глубоких горизонтах верхней мантии (на уровне стабильности жадеита), при высвобождении их из пироксенов неистощенного лерцолита; осаждение МПГ, а затем и хромита происходит на более высоких горизонтах в связи с падением давления и сепарацией редуцированной флюидной фазы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше результаты исследований автора по проблеме петрохимической типизации перидотитовых комплексов, сформировавшихся в различных ГДО, позволяют наметить следующие основные защищаемые положения.

1. По особенностям химического состава сосуществующих минералов (орто- и клинопироксенов, хромовых шпинелей), мантийные (реститовые) перидотиты подразделены на пять основных типов: внутрилитные, границ скольжения, пассивных окраин, срединно-океанических хребтов, островных дуг (супрасубдукционные). В составе последних могут быть выделены два подтипа: зарождающихся островных дуг и развитых островных дуг. Интервалы параметров химического состава минералов, характеризующие каждый из выделенных типов, определены на основании данных по перидотитам современных ГДО и отдельных хорошо изученных офиолитовых массивов; в последнем случае оценки ГДО перидотитов контролируются данными по составу вулканических и плутонических комплексов.

Перидотиты офиолитовых массивов складчатых поясов фанерозоя по химическому составу сосуществующих минералов соответствуют гарцбургитам и лерцолитам различных ГДО современных океанов и островных дуг. Геологические соотношения, состав

перидотитов и магматических комплексов офиолитов показывает, что в складчатые области включены мантийные перидотиты, формировавшиеся как в супрасубдукционных обстановках, так и в малых океанических бассейнах (окраинных, внутриконтинентальных), а также в зонах крупных трансформных разломов.

2. Впервые выделен петрохимический тип перидотитов океанических границ скольжения на примере зон трансформных разломов дуга-хребет (Суэн), дуга-дуга (Кайман). Перидотиты ГС характеризуются особенностями состава минералов, промежуточными между ВП- и СОХ-типами. Очевидна слабая степень частичного плавления пород ($X_{Cr}^{Sp} \sim 0.15-0.25$; $Al_2O_3^{Opx} \sim 4.1-5.6\%$; $Al_2O_3^{Crpx} \sim 5.8-6.5\%$); однако при этом характерно обеднение клинопироксена натрием ($Na_2O \sim 0.09-0.5\%$) по сравнению с перидотитами типов ВП и ПО. Выделение перидотитов границ скольжения позволяет объяснить причину присутствия некоторых слабо истощенных существенно лерцолитовых массивов (например, Тамватнейского в Корякском нагорье) в офиолитовых ассоциациях мезозойских активных окраин Пацифики.

3. В Тихоокеанском подвижном поясе наиболее распространены хромитоносные существенно гарцбургитовые массивы, химизм пироксенов и шпинелей которых варьирует в широких пределах и охватывает составы, характерные для перидотитов СОХ- и ЗОД-типов. Судя по геологическим взаимоотношениям, химическому и петрографическому составу вулканических и плутонических комплексов офиолитов, формирование рассматриваемых перидотитов связано с развитием зарождающихся (незрелых) внутриокеанических островных дуг и задуговых бассейнов. Интерпретация петрохимических данных показывает, что в подобных ГДО могли формироваться перидотитовые комплексы большинства пермских-раннемезозойских и позднерюрских-меловых офиолитов Тихоокеанского пояса. К этим же возрастным группам офиолитов приурочены крайне истощенные дунит-гарцбургитовые комплексы супрасубдукционных обстановок (отдельные массивы Корякского нагорья, Пагуа, Новой Каледонии, Калифорнии). Наряду с этим, в строении палеозойских (допермских) офиолитовых ассоциаций северной части Тихоокеанского пояса участвуют слабо истощенные лерцолитовые комплексы типа ПО (массивы Эльденыр, Усть-Бельский Корякского нагорья, Канути в поясе Юкон-Куякук Аляски).

Состав этих перидотитов может отражать формирование в палеозое в пределах северного обрамления Палеоокеаники пассивных океанических окраин, в связи с раскрытием внутриконтинентальных бассейнов.

4. В пределах Центральной и Восточной провинций межконтинентального Альпийско-Гималайского пояса, как и в Тихоокеанском поясе, широко распространены гарцбургитовые комплексы, по составу сосуществующих минералов относящиеся к образованиям супрасубдукционных обстановок. Петрохимические данные по гарцбургитам Малого Кавказа, Северного Тибета, Вуриноса в Греции свидетельствуют о том, что эти наиболее истощенные перидотитовые комплексы Альпийско-Гималайского пояса формировались в энсиматических островодужных ансамблях, окаймлявших в юрское время активную континентальную окраину Евразии. В противоположность этому, перидотитовые комплексы офиолитов южного ствола и западной провинции Тетиса, формировавшихся при раскрытии или дальнейшем развитии внутриконтинентальных бассейнов, представлены менее истощенными гарцбургитами и лерцолитами, относящимся к типам ЗОД, СОХ, ПО.

5. Неодинаковые уровни деплетирования мантийных перидотитов в различных ГДО, отражающие нарастающую степень частичного плавления комплексов от ВП типа, через ПО, СОХ к НЗС типу, проявлены также фракционированием рудных элементов - некоторым обеднением реститов халькофилами (Au, Ag, Cu, Ge), перераспределением более тугоплавких рудных элементов (Cr, Os, Ir, Ru) между минеральными фазами, их концентрацией в рудообразующих минералах, что, в конечном счете, обуславливает металлогеническую специализацию перидотитовых комплексов и определяет их россыпеобразующий потенциал.

Опубликованные работы автора, положенные в основу
настоящего доклада

1. С.А.Паладжян. Некоторые данные о петрохимических особенностях ультраосновных пород Армянской ССР // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле. 1966. Т. XIX, № 1-2. С. 79-89.

2. А.И.Карапетян, С.А.Паладжян. Германий в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта // Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле. 1966. Т. XIX, № 5. С. 83-89.

3. С.А.Паладжян. О петрохимических критериях формацион-

ного расчленения ультраосновных пород Армянской ССР // Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле.1971. Т.XXIV. № 2. С.83-88.

4. С.А.Паланджян. Об этапах формирования альпинотипных гипербазитов// Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле.1971. Т.XXIV. № 4. С.20-27.

5. С.А.Паланджян. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта// Ереван: Изд. АН Арм.ССР,1971. 202 с.

6. С.А.Паланджян. Процессы метаморфизма в офиолитовом поясе Малого Кавказа// Асбесты СССР, вып.1. М.: ВИМС,1974. С.98-107.

7. С.А.Паланджян, Л.В.Разин. Распределение золота в альпинотипных массивах ультраосновных и основных пород Севанского хребта// Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле.1974. Т.XXV. № 3. С.25-37.

8. С.А.Паланджян. О положении офиолитов Присеванского пояса Малого Кавказа// Докл. АН СССР.1974. Т.218. № 6, С.1417-1419.

9. С.А.Паланджян. О геологической позиции офиолитов Базумского горста// Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле.1975. Т.XXVIII. № 5. С.14-27.

10. С.А.Паланджян. Хромитоносность альпинотипных гипербазитов Передней Азии с позиций тектоники плит// Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Рудные формации. Тезисы докл. УШ Всес.металлогенич.совещания. Свердловск,1976. С.10-12.

11. С.А.Паланджян, М.А.Сатиан, Ж.О.Степанян. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа// Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле.1977. Т.XXX. № 1. С.15-21.

12. С.А.Паланджян. Меланократовый фундамент эвгеосинклинальных комплексов Корякского нагорья// Офиолиты Тихоокеанского пояса. XIV Тихоок.научн.конгресс, секция В II (тезисы докладов). М.,1979. С.14-15.

13. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана// М.: Наука,1980, 286 с. Соавторы: С.М.Тильман и др.

14. С.А.Паланджян. Петрохимическая связь альпинотипных и океанических перидотитов// Докл. АН СССР.1981. Т.258, № 3. С.741-745.

15. С.А.Паланджян. О происхождении перидотитового слоя литосферы// Докл. АН СССР.1981. Т.258. № 4. С.983-986.

16. В.И.Найбородин, С.А.Паланджян. Геохимия серебра в офиолитовых комплексах Корякского нагорья// Геохимия.1981. № 6. С.917-926.

17. М.С.Марков, Г.Е.Некрасов, С.А.Паланджян. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья// Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука,1982. С.30-70.

18. S.G.Byalobzhesky, S.A.Palandzhyan, A.D.Chekhov. Late mesozoic ophiolites of the Koryak Upland: structural position and petrology //Pacific Science Assoc.15th Congress.Febr.1-11, 1983.Abstr.Royal Soc.of New Zealand.Dunedin,1983.P.31-32.

19. С.А.Паланджян. Офиолитовые пояса Корякского нагорья (северо-восток Азии)// 27-й Междунар.геол.конгресс. Москва, 4-14 авг.1984. Тезисы, т.3, Секция 06.07.М.,1984. С.349-351.

20. С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко. Петрохимические типы массивов альпинотипных перидотитов// Всесоюз.симпоз. Формац.расчленение, генезис и металлогения ультрамафитов. Тезисы докл. Свердловск,1985. С.49-50.

21. Г.Г.Дмитренко, А.Г.Мочалов, С.А.Паланджян, Е.М.Горячева. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч.1. Продообразующие минералы. Ч.2. Минералы платиновых элементов. Препринты// Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1985, 127 с.

22. S.A.Palandzhyan. Ophiolite belts in the Koryak Upland, northeast Asia //Tectonics of the Eurasian Fold Belts. Tectonophysios.1986.V.127.N 3/4.P.341-360.

23. Г.Г.Дмитренко, А.Г.Мочалов, С.А.Паланджян, В.В.Акинин. Акцессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья// Тихоок.геология.1987. № 4. С.66-76.

24. Г.Г.Дмитренко, С.А.Паланджян. О петрохимических критериях серпентинизации альпинотипных перидотитов// Геохимия. 1988. № 9. С.1240-1260.

25. С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко. Перидотитовый фундамент офиолитов: петрохимические критерии оценки геодинамических обстановок// X Всес.литологич.совещание (тезисы докладов). Ереван: Изд. АН Арм.ССР.1988. С.62-64.

26. С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко. Типизация мантийных перидотитов по составу акцессорных хромовых шпинелей// Докл.

АН СССР.1989. Т.307. № 3. С.688-691.

27. Г.Г.Дмитренко, А.Г.Мочалов, С.А.Паланджян. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Препринт// Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР.1990. 93 с.

28. С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко. Петрохимические типы и геотектоническая позиция перидотитов офиолитовых ассоциаций// Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука,1990. С.52-70.

29. С.А.Паланджян, И.Н.Говоров, И.А.Тарарин, Б.И.Васильев, Ю.И.Коновалов. Перидотиты Идау-Бонинского глубоководного желоба// Докл. АН СССР.1990. Т.311. № 6. С.1434-1439.

30. С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко, В.П.Зинкевич. Специфика химического состава первичных минералов перидотитов из зон крупных трансформных разломов (трог Найман, Карибское море)// Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Иркутск,1990. С.22-26.

31. Г.Г.Дмитренко, А.Г.Мочалов, С.А.Паланджян, Ф.П.Леснов, В.А.Симонов, Т.А.Смирнова. Особенности состава минералов платиноидов в зависимости от геодинамических обстановок формирования офиолитовых ассоциаций// Там же, с.53-58.

32. С.А.Паланджян, Г.Г.Дмитренко. Геодинамические обстановки формирования альпинотипных перидотитов Корякского нагорья// Тектоника и минералогения Северо-Востока СССР. Тезисы докладов. Магадан,1990. С.155-157.

33. Г.Г.Дмитренко, С.А.Паланджян, А.Г.Мочалов. Минералы элементов платиновой группы в лерцолитовом массиве Тамватней, Корякское нагорье// Докл. АН СССР.1990. Т.314. № 3. С.702-706.

34. Геология и петрология зон глубоководных желобов Запада Тихого океана// М.: Наука,1991, 260 с. Соавторы: И.Н.Говоров, Б.И.Васильев и др.

С.Паланджян

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ.....	3
ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕРИДОТИТОВ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ	
Мантийные перидотиты и ГДО их проявления.....	7
Химический состав пород.....	II
Химический состав минералов как показатель ГДО фор- мирования перидотитов.....	13
Главные петрохимические типы перидотитовых комплек- сов, формировавшихся в различных ГДО.....	18
ПЕРИДОТИТЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ	
Тектоническая позиция.....	23
Пенжинский район.....	24
Усть-Бельский район.....	27
Восточно-Корякский район.....	28
Петрохимические типы перидотитовых комплексов Коряк- ского нагорья и ГДО формирования офиолитов.....	33
ДРУГИЕ ПРИМЕРЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ	
Тихоокеанский пояс.....	39
Средиземноморский пояс.....	48
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОПРОСЫ МЕТАЛ- ЛОГЕНИИ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ.....	53
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	63

Палаңджян
Сурен Ашотович

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
ОФИОЛИТОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Подписано к печати 20.09.91г., Объем 5,24 усл.п.л., 4,83 уч.изд.л.
Формат 60x84/16. Заказ 64. Тираж 200 экз.

Отпечатано в офсетно-роталитном цехе СВФНИИ ДВО АН СССР,
Магадан, Портовая, 16.

1922