

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

С.А. Паланджян

ТИПИЗАЦИЯ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ  
ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ОБСТАНОВКАМ ФОРМИРОВАНИЯ

Магадан 1992.

Использованные в работе сокращения,  
символы минералов, формулы коэффициентов

ГДО - геодинамические обстановки

В том числе:

ВП - внутриплитные,

ГС - границ скольжения,

ПО - пассивных окраин океанов,

СОХ - срединно-океанических хребтов,

НСС - супрасубдукционные (нерасчлененные),

ЗОД - зарождающихся (незрелых) островных дуг,

РОД - развитых стадий островных дуг.

МОВВ - базальты срединно-океанических хребтов (Н - нормальный,

Е - обогащенный, Т - переходный типы).

О1 - оливин,

Фо - форстерит,

Орх - ортопироксен,

Срх - клинопироксен,

Зр - шпинель,

Р1 - плагиоклаз,

Ап - анортит,

$X_{Cr} = Cr / (Cr + Al)$

$X_{Mg} = Mg / (Mg + \frac{1}{2}Fe)$

$RO = \Sigma FeO + MgO + CaO + MnO$

$F = 100 - \frac{\Sigma FeO}{(\Sigma FeO + MgO)}$

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

С.А. Паланджян

ТИПИЗАЦИЯ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ  
ПО ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ОБСТАНОВКАМ ФОРМИРОВАНИЯ

Магадан  
1992



5298



## ВВЕДЕНИЕ

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 альпийских массивов и данные экспериментальной петрологии, шпинелевые перидотиты верхней мантии представляют собой остаточные образования (реститы) от выплавления различных типов базальтоидных магм, продукты кристаллизации которых слагают вулканические и плуто-нические комплексы коры континентальных, океанических и островодужных структур /135/. В течение всего фанерозоя мантийные перидотиты были вовлечены в процессы формирования новой океанической литосферы в геодинамических обстановках океанических бассейнов и энсиматических островодужных ансамблей, образуя в различной степени истощенный фундамент этих тектонических областей. Детальное изучение химического состава остаточных перидотитов, их пороодообразующих и акцессорных минералов — одно 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 альпийских ультрамафитов складчатых поясов.

Петрохимическая типизация перидотитов по ГДО их формирования рассматривается автором в рамках нового направления геологической науки, возникшего на стыке геотектоники и геохимии (петрохимии) и названного К.Аллегром /107/ химической геодинамикой. Ее значение — в геодинамической интерпретации данных, относящихся к некоторым индикаторным комплексам горных пород. Мантийные перидотиты, являющиеся в силу большого диапазона петрохимических вариаций в разных ГДО исключительно благоприятными объектами для изучения проблем химической геодинамики, лишь сравнительно

недавно стали целенаправленно изучаться в качестве комплексно-индикаторов формирования океанической и островодужной литосферы.

Петрографические и экспериментальные исследования перидотитов выявляют отчетливые связи между химизмом пород, минералов переменного состава и степенью частичного плавления /I2I, I35/. Эти параметры во многих ассоциациях коррелируют с главными особенностями химического состава подушечных лав и габброидов, распределением в них некогерентных и тугоплавких микроэлементов /II4/, т.е. теми свойствами мафитов, которые в совокупности отражают ГДО формирования офиолитовых ассоциаций. Таким образом, существует возможность разработки независимых критериев оценки ГДО также и остаточных ультрамафитов. Помимо фундаментального значения для исследований геотектонических и петрологических закономерностей формирования океанической литосферы, ее преобразования в зонах конвергенции плит, разработка критериев ГДО перидотитовых комплексов может иметь практическое применение при геологическом картировании районов развития офиолитов. Последние часто обнажены в виде тектонически расчлененных фрагментов, и в этих случаях оценка ГДО формирования альпийских перидотитов является самостоятельной задачей.

Цель настоящего исследования — выработка петрохимической типизации, которая могла бы быть использована для реконструкции ГДО формирования комплексов остаточных перидотитов офиолитовых ассоциаций. Представляет интерес изучение связи металлогенических особенностей перидотитовых комплексов с их петрохимическими типами и с ГДО формирования офиолитов. Для решения указанных задач систематизированы данные по химическому составу перидотитов и их главных минералов в различных ГДО современных континентов, океанов, островных дуг. Полученные характеристики пород экстраполированы на перидотиты офиолитовых ассоциаций геологического прошлого, исходя из принципа актуализма. В предлагаемой работе разработаны петрохимические критерии, позволяющие разделить шпинельные перидотиты офиолитов не только на образования дивергентных и конвергентных границ, но и на типы, отражающие формирование мантийных комплексов в ГДО ранних стадий существования океанических бассейнов, срединно-океанических хребтов, границ скольжения, зарождающихся островных дуг и более зрелых стадий последних. Эти типы перидотитовых комплексов различаются по некоторым характеристикам химического состава сосуществующих минералов — хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов.

Микрозондовые анализы минералов в образцах горных пород из коллекции автора выполнены Е.М.Горячевой и Г.А.Меркуловым в СВКЛИИ (Магадан), Э.А.Багдасаровым во ВСЕГЕИ (Ленинград). Различные аспекты настоящей работы изучались в сотрудничестве с Г.Г.Дмитренко и А.Г.Мочаловым. Рукопись была прочитана С.Г.Бялобжеским и М.Л.Гельманом, ценные советы и замечания которых были учтены автором. Чертежные работы выполнены Л.Н.Шматовой, машинописные — Т.М.Лобановой. Всем перечисленным товарищам автор выражает глубокую благодарность.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕРИДОТИТОВ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

### Мантийные перидотиты и ГДО их проявления

В современной земной коре перидотиты мантийного происхождения представлены глубинными ксенолитами в щелочных базальтоидах, "горячими интрузиями" (альпинотипными массивами неофиолитового типа), тектоническими блоками в зонах трансформных разломов океанов, в рифтовых зонах СОХ, на островодужных склонах глубоководных желобов. Наиболее крупные тела остаточных перидотитов обнажены в пределах офиолитовых массивов, где они часто сочетаются с другими генетическими типами ультрамафитов — кумулятами, иногда и эмагматитами /102/. 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) /102, 175/. Как офиолитовые, так и иные геолого-формационные типы остаточных перидотитов шпинелевой фации представляют собой производные геохимически истощенной более 1 млрд. лет назад верхней части мантии, родительской для базальтов N-MORB — типа /52, 176/.

Широкомасштабные петрохимические вариации отражают разные уровни истощения перидотитов магмофильными компонентами, обусловленные неодинаковой степенью частичного плавления, различными стартовыми составами мантийного вещества в ГДО океанических бассейнов, с одной стороны, и островных дуг — с другой /121, 134, 135/. Химические, физические, петрографические аспекты

процессов частичного плавления перидотитов изучены экспериментально и на отдельных объектах (глубинных ксенолитах, альпино-типных массивах); они рассмотрены в работах Г. Дика, Б. Майсена и А. Беттчера, М. Мекзиса, Ж.-К. Мерсье, А. Николья, И. Д. Рябчикова, многих других исследователей. Среди факторов, обуславливающих неодинаковую степень частичного плавления перидотитов, решающую роль играют геотермический режим и состав летучих компонентов (в первую очередь роль водного флюида). Параметры их в основном контролируются геодинамическими обстановками мантийного магматизма, а также таким важным фактором геодинамического режима, как скорость спрединга, определяющая скорость подъема диапира в мантийном слое, глубину прекращения частичного плавления, количество экстрагированного расплава, форму и мощность магматической камеры /124, 185/. С другой стороны, фактором, вносящим неопределенность в оценку степени истощенности рестиита относительно исходного мантийного перидотита, является возмущающая латеральная неоднородность последнего. Сопоставление составов наименее истощенных перидотитов из глубинных ксенолитов в различных геотектонических областях (континентах, океанах, складчатых поясах) позволяет предполагать, что вклад этого фактора в целом невелик.

Петрохимическая и петрографическая дифференциация перидотитов формирует латеральную и вертикальную неоднородность литосферной мантии /82/. Вертикальная неоднородность устанавливается в отдельных крупных массивах и выражена сменой пород, обратной относительно магматических (кумулятивных) последовательностей: в остаточных комплексах вверх по разрезу возрастает роль гарцбургитов, обогащенных оливином их разновидностей и дунитов, а диоксидовые гарцбургиты и редкие для таких комплексов шпинелевые перидолиты слагают наиболее глубокие горизонты. Латеральная неоднородность перидотитов имеет провинциальное значение и обычно трактуется как различие составов субконтинентальной (перидолитовый тип) и субокеанической (гарцбургитовый тип) мантии /187/. В пределах субокеанической мантии выделяется также и плагиоклазосодержащий перидолитовый подтип, соотносимый, как предполагается, с зонами медленного спрединга /124/. 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 /67, 121/.

Перемещение перидотитов в наиболее верхние горизонты литосферы, вплоть до границы с корой, в виде мантийных джапиров и тектонических блоков, связано с разными этапами раскола континентальных плит, раскрытия океанических котловин, а также латерального смещения литосферных плит вдоль крупных разломов. В течение всех этих крупнейших тектонических событий происходит частичное плавление мантийного вещества, результаты которого отражаются в особенностях состава минералов тугоплавкого остатка — пород перидотитового комплекса. Процесс имеет разные масштабы в зависимости от температуры, давления и флюидного режима в области плавления, которое прекращается при переходе перидотита в субсолидусные условия, когда происходят определенные метаморфические изменения перидотита, также отражающиеся на составе сосуществующих минералов. Для каждой геодинамической обстановки характерен свой суммарный эффект переуравнивания перидотитов, отраженный в особенностях химического состава минералов. Этот эффект в целом невелик для ранних стадий раскрытия океанических котловин и максимален в таких ГДО, где происходит повторное и более интенсивное истощение перидотита магмофильными компонентами. К ним относятся участки внутрокеанического магматизма мантийных струй, а также линейные участки проявления эндогенных процессов в субдукционных обстановках, на разных стадиях развития островодужных ансамблей.

Типизация связанных с различными ГДО перидотитов по химическому составу сводится к отысканию в какой-то степени обоснованных пределов колебаний некоторых характерных параметров химизма пород и минералов, уравновешенных в данной ГДО. Этому посвящено несколько работ, имеющих важное значение для обоснования возможности дискриминации перидотитов из разных ГДО по химическому составу пород и минералов /82, 134, 164/. Интерпретация полученных результатов большинством исследователей направлена на характеристику региональных или провинциальных групп перидотитов по степени истощенности магмофильными компонентами, на определение общей направленности процесса /52, 82, 121/. В отдельных работах предложены количественные критерии разделения перидотитов по ГДО формирования, основанные на параметрах состава хромовых шпинелей и клинопироксенов /134, 164, 201/. В целом немногочисленные пока работы по геодинамической типизации перидотитов показывают, что решение этой задачи находится в начальной стадии.

Основные ГДО формирования мантийных перидотитов, обнаженных в структурах современных континентов, океанов и переходных зон, приведены в табл. I. В связи с выделением в отдельную группу перидотитов границ латерального скольжения необходимо оговорить различную геологическую природу трансформных разломов дна океана, отражающих неодинаковые ГДО /34/. В пределах зон разломов континентального заложения (например, крупных трансформах Экваториальной Атлантики) сохраняются тектонические блоки перидотитов субконтинентального типа; примером их служат породы о-ва 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, развитые в областях конвергенции плит и почти на всем своем протяжении служащие границами латерального скольжения соседних плит с океанической и (или) островодужной литосферой /37/. Перидотиты, локализованные в этих зонах разломов, могут быть выделены в самостоятельный тип. Э. Бонатти и П. Дж. Майкл /121/ выделили также и перидотиты, локализованные в пределах пассивных окраин современных океанов и сформированные на ранних стадиях их существования при раскрытии внетри-континентальных бассейнов с океанической корой.

Важная 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 в домиоценовом бассейне Паресе-Вела (Филиппинское море) /51/. Перидотиты фундамента современных энзиматических 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 "островодужным" офиолитам (Троодос, Оман, Папуа,

Майницкая зона Корякского нагорья) позволяют подразделить последние на две группы, различающиеся по составу не только магматических перидотитов, но также вулканических и plutонических пород: 1) офиолиты зарождающихся систем, с толеитовым составом вулканитов и ведущей ролью клинопироксена в составе кумулятивных серий; доля плагиогранитов в plutоническом комплексе невелика; 2) офиолиты более развитых структур с вулканическими и plutоническими накоплениями крайне низкотитанистых толеитов и (или) бонинитоидов, доминирующей ролью ортопироксена (по сравнению с клинопироксеном) в составе кумулятов, развитием габбро-тоналитовых комплексов. Формирование второго, наиболее истощенного типа офиолитов связывается с рифтингом преддужья, вулканических дуг и внутридуговых бассейнов /116,182/. В процессе развития островодужных ансамблей разные типы магматизма могут сменять друг друга в пространстве и во времени, образуя сложное чередование зон накопления толеитовых, известково-щелочных, бонинитовых серий /100/. В офиолитах древних островодужных систем часто наблюдается наложение разных магматических ассоциаций - крайне низкотитанистых, низкотитанистых, высокотитанистых - при формировании вулканических, дайковых и plutонических комплексов. Хорошие примеры приводятся в литературе по офиолитам Кипра, Омана, массивам Вуринос, Отрис, Бетс Ков. Эти вариации магматизма несомненно отражаются на составе перидотитового комплекса 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 из многих регионов. В начале 70-х годов Л.В.Дмитриевым, А.В.Ухановым, А.Я.Шараськиным /30/, В.М.Шейнманном и Б.Г.Лутцем /101/ было показано заметное различие между химическим составом перидотитов дна современных океанов и

Таблица I

Вариации химического состава минералов мантийных перидотитов  
в различных геодинамических обстановках

Границы плит	Геодинамические обстановки формирования и тектоническая позиция перидотитов	$X_{Cr}^{Sp}$	$Al_2O_3$ (мас.%)		$\frac{Na}{Na + Cr}$ Crx
			Орх	Срх	
С у с к о н т и н е н т а л ь н ы е					
Внутри- плитные	<u>Области предрифтового вулканизма и рифтогенеза:</u>	0,08-	3,9-5,7	5,7-8,0	0,77-
	глубинные ксенолиты в щелочных базальтоидах (впадина Тариат в Монголии; Байкальская область)	0,15			0,89
	<u>Зоны транскуррентных разломов: массивы "корневой области" Западных Альп (Бальдиссеро, Бальмучия)</u>	0,09-	3,2-5,3	4,3-7,1	0,74-
		0,19			0,83
	<u>Рифтогенный "предокеанический" бассейн Красного моря (о-в Забаргад)</u>	0,09-	3,2-4,0	6,2-7,3	0,81-
	0,11	0,88			
С у б о к е а н и ч е с к и е (абиссальные)					
Латераль- ного скольже- ния	<u>Зоны крупных трансформных разломов (з.р.) типов дуга-дуга, дуга-хребет (впадина Уитли в з.р. Оуэн, центр спрединга в з.р. Кайман)</u>	0,15-	4,1-5,7	5,8-6,5	0,15-
		0,25			0,57
Дивер- гентные	<u>Пассивные окраины океанов (перидотиты ранних стадий раскрытия океанических бассейнов): Сев.Атлантики (Иберийская окраина), Индийского (ЮЗ окраина Австралии), мезозойского Лигурийского океана (лерцолиты Внешних Лигурид)</u>	0,10- 0,33	3,1-5,8	4,6-8,0	0,61- 0,72

<u>СОХ с очень малой скоростью спрединга: Западно-Индийский, Американско-Антарктический хребты</u>	0,11-0,37	3,8-6,3	4,8-8,2	0,20-0,68
<u>СОХ с умеренной и высокой скоростями спрединга: Срединно-Атлантический<sup>*</sup>, Аравийско-Индийский хребты, Восточно-Тихоокеанское поднятие</u>	0,23-0,42	3,2-4,3	3,3-5,4	0,04-0,40
<u>СОХ в участках наложения мантийных плюмов: Срединно-Атлантический в районе Азорской горячей точки; Американско-Антарктический в районе о-ва Буве; Западно-Индийский в районе о-ва Марион</u>	0,34-0,60	2,0-3,7	2,1-4,7	0,08-0,30

С у п р а с у б д у к ц и о н н ы е

Конвергентные	<u>Фундамент современных энсиматических островных дуг: внутренние склоны глубоководных желобов западного края Тихого океана</u>	0,46-0,83	0,5-2,0	1,1-2,0	0,27-0,49	II
	<u>Зарождающиеся островодужные системы (офиолиты формируются при спрединге над зоной субдукции): Тросдос, Оман</u>	0,45-0,65	1,5-2,9			
	<u>Островные дуги на более развитых стадиях (офиолиты формируются при рифтинге дуг и преддужья): Красногорский, Чирыйский массивы Корякского нагорья; Папуа; Северный Тибет</u>	0,60-0,90	0,4-1,4	0,5-1,2	0,01-0,50	

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

альпийскими перидотитами офиолитов (включая перидотиты островных дуг). Детальный статистический анализ выявил более сложную картину петрохимической дискретности перидотитов мантийного происхождения /31/. Была намечена глобально выраженная тенденция истощения магнефильными компонентами (или обогащения остаточными, тугоплавкими) перидотитов в ряду от глубинных включений через океанические к "геосинклинальным" (островодужным).

Сложности, возникающие при петрохимической классификации (типизации) ультрамафитов, в определенной степени связаны с возможностью проявления аллохимических эффектов при серпентинизации. Для точной оценки степени серпентинизации недостаточно петрографических данных, определения плотности пород и содержания в них  $H_2O$ . Как показано Г.Г. Дмитренко и С.А. Паланджином, '27/ корректная оценка степени серпентинизации возможна лишь при помощи петрохимических расчетов пропорции между  $SiO_2$ ,  $RO$  и  $H_2O$ . Несложные построения, учитывающие указанные компоненты, а также степень окисления железа, позволяют исключить анализы, относящиеся к аллохимически измененным перидотитам, и сформировать представительные 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 "шинелевой фации" (с последовательным вычислением хромита, шпинели, жадеита, диоксида, гиперстена, ольвина), и нормативного плагиоклаза.

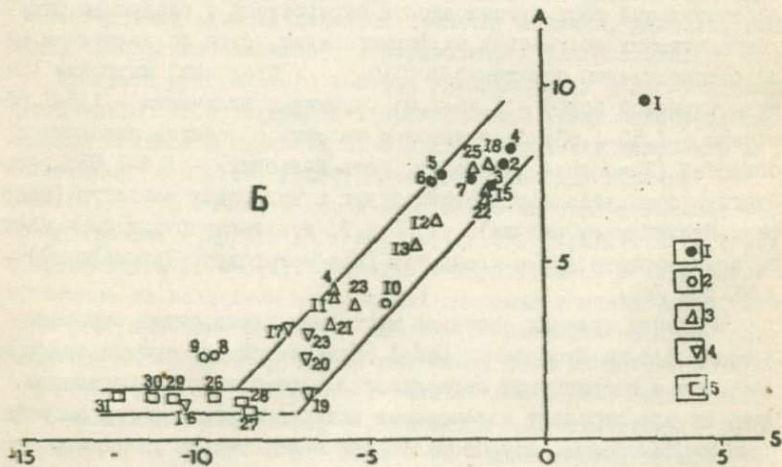
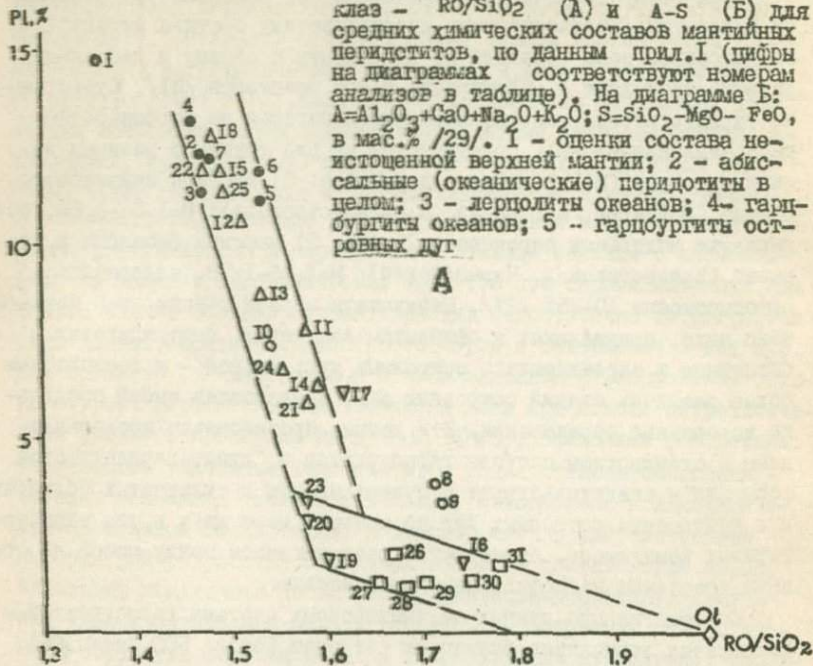
Простота минерального состава ультрамафитов ряда дунит-гарцбургит-лерцолит обуславливает прямую связь между отношением молекулярных оливина и пироксенов, с одной стороны, и оснований к кремнезему - с другой. Гистограмма распределения величин  $RO/SiO_2$  для 470 анализов пород Корякского нагорья позволяет четко разграничить дуниты ( $RO/SiO_2 = 2,1-1,9$ ), перидотиты ( $1,9-1,4$ ) и пироксениты ( $1,4-0,9$ ). Разделение гарцбургитов и лерцолитов 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 лерцолитам - соответственно, 7-15%; разности с  $D_1$  и  $P_1$  в пределах 5-7% - диоксидные гарцбургиты (или бедные диоксидом лерцолиты) '24, 191/.

Применение уточненной петрохимической номенклатуры позволяет выработать количественную характеристику состава перидотитовых массивов зоны перехода от континента к океану и тем самым развить типизацию Л. В. Дмитриева и его соавторов /31/. Существенно гарцбургитовые массивы Корякского нагорья по особенностям распределения  $RO/SiO_2$  разделяются на две группы с разными величинами моды (М) указанного параметра: 1) массивы Пенжинского района (Валижген, Кукульский, п-ов Елистратова):  $M=1,64-1,66$ , содержание модалных пироксенов 25-45%; 2) массивы бассейна р. Чирной (Красногорский, Чирнайский):  $M=1,76-1,78$ , содержание ортопироксена 10-25% /27/. Перидотиты первой группы, как показано ниже, принадлежат к офиолитам задуговых, внутридуговых бассейнов и зарождающихся островных дуг; второй - к ассоциациям более развитых стадий 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 магнефильными компонентами.

Систематизация данных по химическому составу гарцбургитов и шпинелевых лерцолитов различных регионов (около 500 анализов) с величиной железистости  $9 \pm 3\%$  (молекулярных) обнаруживает последовательный рост тугоплавкости перидотитов 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, Эльденир, 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, Чирнайский) - 1,75-1,8 /66/.

Вариации средних составов мантийных перидотитов отражены в прил. I и на диаграммах рис. I. Намечаются два тренда эволюции составов в координатах легкоплавкие - остаточные компоненты. Один из них отражает интенсивное истощение перидотитов магнефильными компонентами, сопровождающееся относительно умеренным ростом пропорции оливин-пироксен. Этому тренду подчинены составы

Рис. I. Диаграммы нормативный плагио-  
 клас -  $RO/SiO_2$  (А) и А-S (Б) для  
 средних химических составов мантийных  
 перидотитов, по данным прил. I (цифры  
 на диаграммах соответствуют номерам  
 анализов в таблице). На диаграмме Б:  
 А= $Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$ ; S= $SiO_2-MgO-FeO$ ,  
 в мас. % /29/. 1 - оценки состава не-  
 истощенной верхней мантии; 2 - абис-  
 сальные (океанические) перидотиты в  
 целом; 3 - перидотиты океанов; 4 - гар-  
 цбургиты океанов; 5 - гарцбургиты ост-  
 ровных дуг



лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов континентальных и океанических областей, формирование которых связано с разными степенями частичного плавления в мантийных диапирах. Второй тренд отражает интенсивное истощение ортопироксеном гарцбургитов, перед этим сильно обедненных Са, Al, Na, Ti и практически не содержащих породообразующего клинопироксена. Данный тренд образован перидотитами островных дуг и отдельных участков COX в районах воздействия внутриплитного магматизма. Истощению гарцбургитов ортопироксеном способствует водный состав флюида в указанных ГДО /135/.

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 /66/. 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 изучения состава главных породообразующих минералов и хромшпинелидов мантийных перидотитов как показателя геотектонических областей их формирования. Ж.Корнпробст, Д.Охненштеттер и М.Охненштеттер /164/ проанализировали вариации состава клинопироксенов в мантийных перидотитах. Для разделения субконтинентальных и субокеанических перидотитов эти исследователи в качестве индикаторных предложили ковариации Na и Cr. Г.Дик и Т.Буллен /134/ детально изучили состав акцессорных хромшпинелидов абсисальных и альпинотипных перидотитов и разделили последние на породы океанической литосферы, формирующейся в COX, и на образования островных дуг; граница между ними определена по величине  $X_{Cr} = 0,6$ . Выделена также группа альпинотипных перидотитов с промежуточным составом шпинели, перекрывающим состав шпинели в обоих главных типах. Породы таких массивов связываются с фор-

мированием островных дуг на океанической коре. Одновременно Г.Н.Савельева /80/ 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.

Для определения состава минералов, типичного для перидотитов отдельных ГДО, были составлены выборки микрозондовых анализов сосуществующих минералов по литературным данным и по материалам автора настоящей работы (прил.2). В них вошли сведения по перидотитам шпинелевой фации (включая разности с богатыми хромом аксессуарами), не содержащим другие глиноземистые фазы (плаггиоклаза, граната, амфибола). Тем самым исключены породы, перенесшие наложенные изменения состава в результате метасоматоза, импреньяции, локального метаморфизма. Помимо данных, характеризующих перидотиты современных континентов и океанов, использованы анализы пород из комплексов, сформировавшихся в различных структурах геологического прошлого и представленных отдельными хорошо изученными альпийскими массивами офиолитового и неофиолитового геологических типов. Ниже приводится краткая характеристика типоморфных комплексов перидотитов.

Глубинные ксенолиты шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах континентов характеризуются широкими вариациями составов 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 /77, 197/ и хр.Удокан в Байкальской рифтовой зоне /94/.

Диапировые интрузии "горячих" перидотитов локализованы в зонах транскуррентных разломов (Северо-Пеннинской, Гибралтаро-Магрибской), развивавшихся в поздней пре в западном крае Тетиса, при раскрытии океанических бассейнов Центральной Атлантики и Лигурии. Для настоящего исследования использованы данные по

составу минералов двух массивов Западных Альп — Гальдиссеро и Балмучия, наименее дифференцированных и сложенных главным образом шпинельными лерцолитами /138,203/.

Шпинельные лерцолиты о-ва Забаргад в Красном море /122/ дополняют выборку данных по субконтинентальным перидотитам; массив расположен в рифтогенном "предокеаническом" бассейне /121/.

Перидотиты океанических границ латерального скольжения относятся к наименее истощенным образованиям океанической литосферы. До последнего времени сведения об этой группе перидотитов ограничивались породами впадины Утли в зоне разлома Оуэн /6,81,149/. Новые данные, характеризующие состав минералов перидотитов рассматриваемой ГДО, получены нами /67/ при изучении бедных диоксидом лерцолитов Срединно-Кайманова центра спрединга — одного из элементов геодинамической системы зоны разломов Кайман (Бартлет), представляющей собой границу скольжения между Северо-Американской 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 хр.Кайман и Никарагуанского плато /195/. 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 бассейнов окраин океанов были изучены в структурах Иберийской окраины Атлантики западнее Галисийской банки /120/, на Австралийской окраине Индийского океана в разломе Диамантина /184/. Э.Бонатти и П.Майкл /121/ при построении диаграмм используют также неопубликованные анализы минералов перидотитов, драгированных в океанической окраине Шпицбергена. При характеристике рассматриваемой группы перидотитов нами использованы и аналитические данные по лерцолитам Внешних Ангурид /115,139,196/. Последние представлены крупными олигоклитами в меловых-эоценовых флишевых комплексах, где они ассоциируют с континентальным детритом (обломками герцинских гранитоидов и гнейсов, кислых вулканитов, слюдяных сланцев, граулитов), при отсутствии крупных габбровых тел. Это обстоятель-



ство позволяет исследователям интерпретировать лерполиты Внешних Лигурид как фрагменты пассивной окраины океанического бассейна /И15/.

Перидотиты срединно-океанических хребтов характеризуются большим диапазоном составов главных минералов, частично перекрывающих таковые перидотитов пассивных окраин океанов, границ латерального скольжения и островных дуг. Такие широкие вариации связаны, согласно интерпретации различных исследователей, с неодинаковой скоростью спрединга, обусловившей разную степень частичного плавления, и с повторным плавлением при наложении на перидотиты океанической литосферы внутриплитного магматизма. 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 (прил.2). Перидотиты хребтов с крайне малой (менее 1 см/год) величиной спрединга выделены в табл. I в отдельную группу; это перидотиты Западно-Индийского хребта (зоны разломов Оркадских о-вов, Шака, Эндрю Бейн, Принц Эдуард), Американо-Антарктического хребта (зоны разломов Вулкан, Буллард). Выделены также более истощенные перидотиты тех участков СОХ, на которые наложены акты магматизма "мантийных плумов" - горячих точек Центральной Атлантики (зоны разломов 43° с.ш., САМУС-Б, Курчатова), Индийского океана (Буве, Марион).

Перидотиты островных дуг характеризуют данные, полученные при драгировании островодужных склонов глубоководных желобов - Идзу-Бонинского, Марианского, Яп, Западно-Меланезийского, Тонга. Для перидотитов ранних стадий островных дуг, когда еще не образовались вулканические поднятия, представительным примером является комплекс Троодос, формировавшийся в два этапа спрединга (или рифтинга с небольшим растяжением) над зоной субдукции /74,208/. Примерами перидотитов более развитых энсиматических островных дуг с бонинитоидными вулканическими и плутоническими комплексами могут служить бедные энстатитом гарпбургиты Красноярского, Чирьнайского, 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 и типизации их по ГЦО несколько параметров состава шпинелей и пироксенов, кратко рассмотренных ниже.

Хромистость шпинели. В классических работах Т.Н.Ирвина подчеркивается, что вариации состава хромовых шпинелей реститовых перидотитов адекватно выражены величинами хромистости и магнезиальности; содержания окисного железа в них незначительны. Высокая положительная корреляция между величинами  $X_{Cr}$  и  $X_{Fe}$  позволяет использовать для систематизации перидотитов один из этих коэффициентов -  $X_{Cr}$ , вариации которого особенно велики. Гистограммы  $X_{Cr}$  (рис.2) демонстрируют различия между субконтинен-

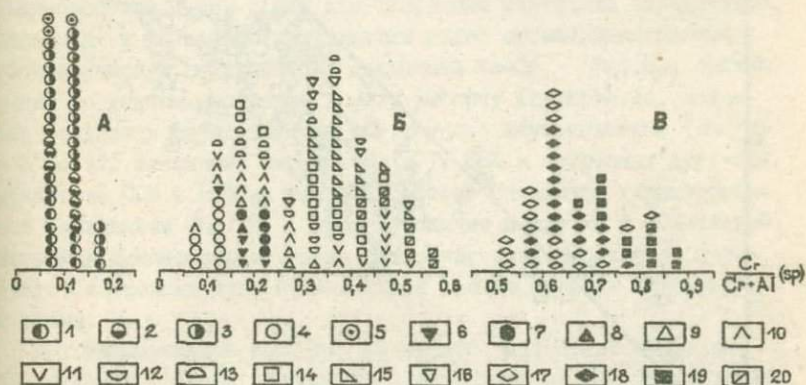


Рис.2. Гистограммы величин  $Cr/(Cr + Al)$  аксессуарных хромшпинелидов субконтинентальных (А), субокеанических (Б), островодужных (В) перидотитов. 1 - глубинные ксенолиты в щелочных базальтах Монголии (Шаварын-Царам); 2 - то же в Байкальской рифтовой системе; 3 - массивы Вальдиссеро и Вальмучия; 4 - глубинные ксенолиты в базанитах о-ва Таити; 5 - шпинелевые лерцолиты о-ва Забаргад (Красное море); 6 - Срединно-Кайманов центр спрединга; 7 - зона разлома Оуэн (впадина Уигли); 8 - разлом Ял (бассейн Паресе-Бела, Филиппинское море); 9 - пассивные окраины современных океанов; 10 - Внешние Лигуриды; 11 - Внутренние Лигуриды; 12 - Центрально-Индийский хребет; 13 - Юго-Западный Индийский и Америко-Антарктический хребты; 14 - Срединно-Атлантический хребет; 15 - Восточно-Тихоокеанское поднятие; 16 - впадина Айпод (Филиппинское море); 17 - островодужные склоны глубоководных желобов западного края Тихого океана; 18 - Чирныйский массив (Корякское нагорье); 19 - Красноярский массив, там же; 20 - Срединно-Атлантический хребет в районе Азорской горячей точки (43° с.ш.)

талльными, субокеаническими и островодужными перидотитами, а также бимодальность субокеанических, связанную с малой степенью частичного плавления перидотитов ПО и ПС, в отличие от СОХ-типа. Хромистость шпинели следует признать наиболее представительным параметром для разделения трех главных групп перидотитов /65,134/.

Содержание глинозема в пироксенах также зависит от степени частичного плавления перидотитов. Диаграмма распределения  $Al_2O_3$  в сосуществующих пироксенах (рис.3) показывает, что клинопиро-

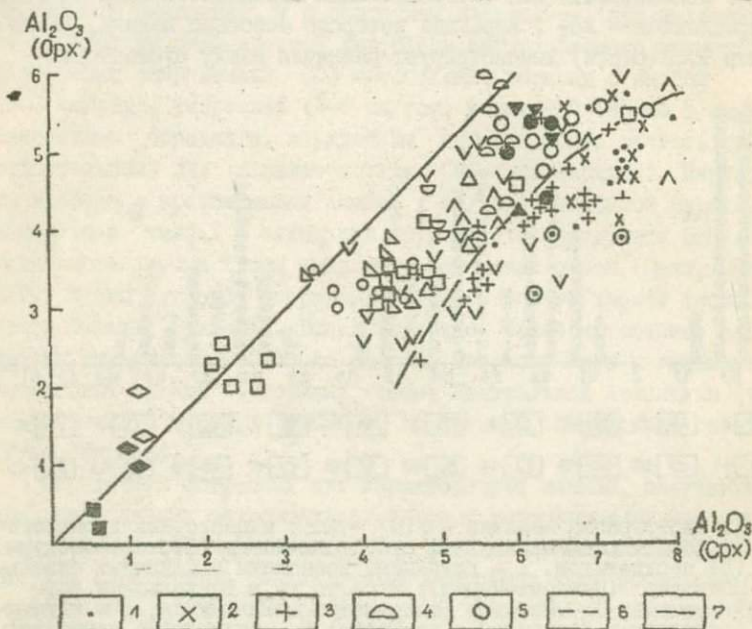


Рис.3. Распределение  $Al_2O_3$  (мас.%) в сосуществующих ортопироксенах и клинопироксенах перидотитов в различных ГДО. 1 - глубинные ксенолиты в щелочных базальтах Монголии; 2 - то же, в Байкальской рифтовой зоне; 3 - массивы Бальциссеро и Белмуция; 4 - СОХ с крайне низкой скоростью спрединга; 5 - то же, в зонах воздействия мантийных плкмов; 6 - разделительная линия между субконтинентальными и субокеаническими перидотитами; 7 - линия равных содержаний  $Al_2O_3$  в сосуществующих пироксенах. Остальные усл. обозначения см. на рис.2

ксены субконтинентальных перидотитов значительно богаче глиноземом относительно ортопироксенов, и для большинства случаев их поля на диаграмме могут быть разделены. Истощение глиноземом островодужных перидотитов и перидотитов COX в участках наложения внутриплитного магматизма приводит к опережающей потере  $Al_2O_3$  клинопироксенами. В этом же направлении (от субконтинентальных, через субокеанические к островодужным) уменьшается относительная роль в пироксенах алюминия в шестерной координации. Более значимы для систематизации перидотитов по ГДО формирования ковариации содержаний  $Al_2O_3$  в ортопироксене и величин  $X_{Cr}^{Sp}$  (рис. 4А).

Содержания натрия и хрома в клинопироксенах использованы Е. Корнпробстом и др. /164/ для типизации мантийных перидотитов, выделения в указанных координатах полей субконтинентальных и субокеанических перидотитов. Диаграмма Na-Cr (рис. 5), составленная по данным, вошедшим в нашу выборку (см. прил. 2), позволяет разделить перидотиты на три группы: внутриплитные (Na/Cr от 8 до 3), пассивных окраин (3-1,7), COX и островных дуг (< 1). Перидотиты COX с крайне малой скоростью спрединга характеризуются величинами Na/Cr, промежуточными между ВП и COX-типами. Диаграмма демонстрирует также специфику клинопироксенов перидотитов островных дуг, отличающихся крайне низкими содержаниями хрома.

Другие параметры состава минералов малопредставительны для решения задачи разделения перидотитов по ГДО формирования. Величины  $X_{Mg}$  оливинов и пироксенов из отдельных ГДО в значительной степени перекрываются, хотя оценки моды закономерно возрастают от субконтинентальных, через субокеанические к островодужным перидотитам. Содержания титана в клинопироксенах и шпинелях обычно очень малы и часто приближаются к порогу чувствительности стандартного микрозондового анализа, что ограничивает возможность применения данных по титану для типизации перидотитов.

Таким образом, для характеристики химического состава минералов остаточных перидотитов использованы величины  $X_{Cr}^{Sp}$ ,  $Na/(Na+Cr)_{Cr}$ , содержания  $Al_2O_3$  в орто- и клинопироксенах. В обобщенном виде эти данные представлены в табл. I. Интервалы некоторых величин практически одинаковы для нескольких выделенных групп перидотитов, однако сочетание трех-четырех параметров химического состава позволяет наметить критерии для выделения главных типов перидотитов с индивидуальными особенностями сос-

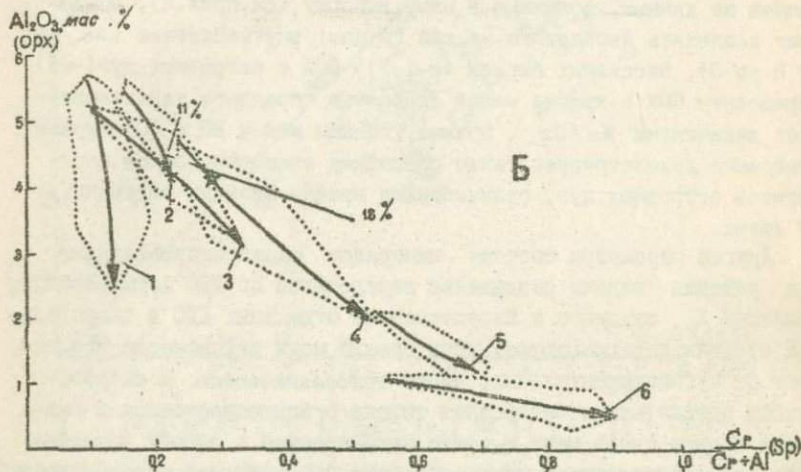
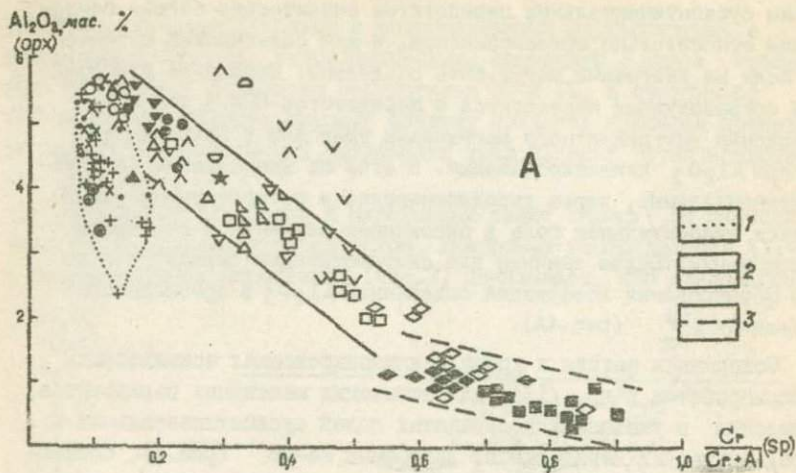


Рис. 4. Вариации содержаний  $Al_2O_3$  в ортопироксенах мантийных перидотитов в зависимости от величины  $Cr/(Cr+Al)$  сосуществующих хромшпинелидов. А - по данным прил. 2; поля составов: 1 - субконтинентальных; 2 - субокеанических; 3 - островодужных перидотитов. Б - тренды эволюции составов перидотитов в различных ГДО: 1 - внутрилитных; 2 - границ скопления; 3 - на ранних стадиях существования океанических бассейнов; 4 - СОХ развитых океанов; 5 - современных энзиматических островных дуг; 6 - развитых островных дуг триаса-юры (Корякское нагорье). Отрезок прямой соответствует экспериментальному тренду плавления пироксита в безводных условиях при 15 кбар в интервале от 11 до 18% частичного плавления /121/. Усл. обозначения см. на рис. 2, 6, 3.

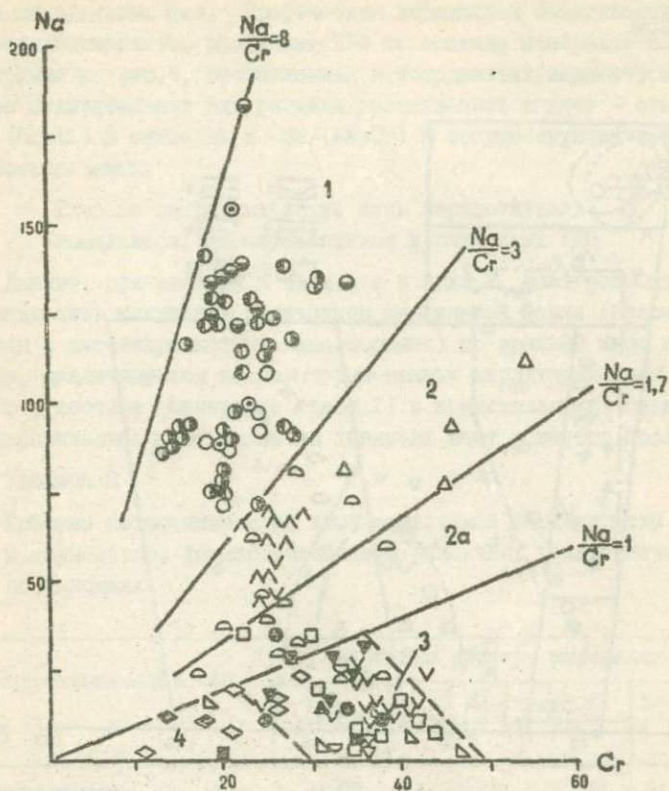


Рис.5. Распределение Na и Cr в клинопироксенах перидотитов, в тысячных долях формульных единиц на 6 атомов кислорода (диаграмма Б.Корнпробста и др. /164/). Усл.обозначения см.на рис.2. Цифры на диаграмме —поля составов основных петрохимических типов перидотитов: 1 — внутрилитного; 2 — пассивных окраин океанов (поля 2 и 2a характерны также и для COX с крайне малой скоростью спрединга); 3 — субокеанического; 4 — супрасубдукционного

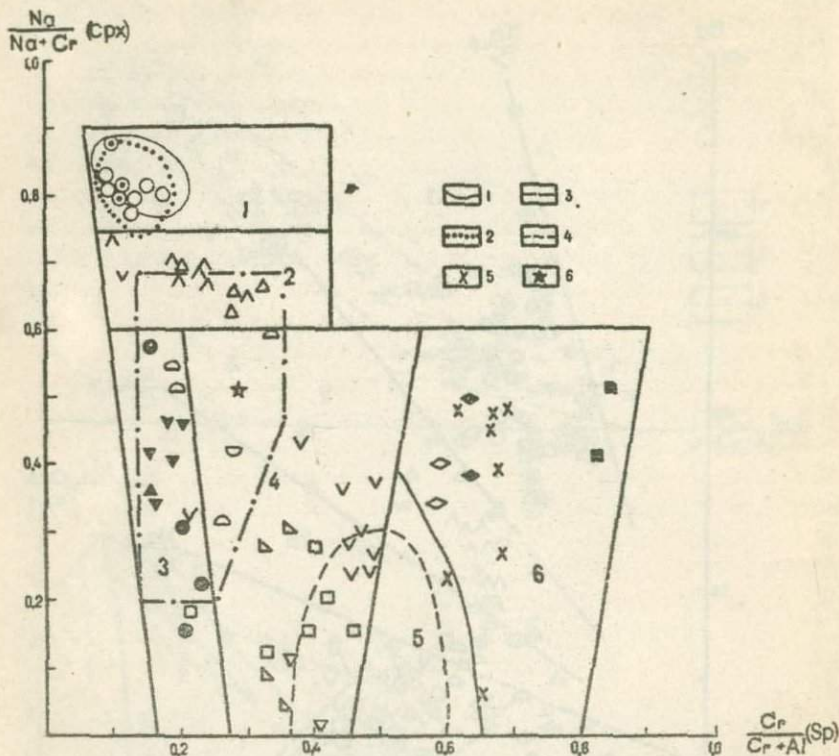


Рис. 6. Вариации отношений  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Cr})$  и  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$  в сосуществующих клинопироксенах и шпинелях перидотитов, уравновешенных в различных геодинамических обстановках. 1 - поле составов наименее истощенных глубинных ксенолитов; 2 - то же, лерцолитов Бальдессеро и Балмучия; 3, 4 - поля составов абиссальных перидотитов, уравновешенных в экстремальных обстановках СОХ (3 - крайне медленного спрединга, 4 - участков наложения внутриплитного магматизма); 5 - гарцбургиты Северного Тибета; 6 - средний состав абиссальных перидотитов, по Р. Дикю и Р. Фишеру /135/. Остальные усл. обозначения см. на рис. 2. Цифры на диаграмме - поля составов перидотитов основных петрохимических типов (разграниченные сплошными линиями): 1 - внутриплитного; 2 - пассивных окраин; 3 - границ скольжения; 4 - срединно-океанических хребтов; 5 - зарождающихся островных дуг; 6 - развитых стадий островных дуг

тава минеральных фаз. Графическим выражением возможности разделения перидотитов различных ГДО по составу минералов служит диаграмма на рис. 6, составленная в координатах параметров, наиболее показательных для решения поставленной задачи — отношений  $Cr/(Cr+Al)$  в шпинелях и  $Na/(Na+Cr)$  в сосуществующих с ними клинопироксенах.

**Главные петрохимические типы перидотитовых комплексов, формировавшихся в различных ГДО**

Данные, приведенные в табл. 1 и в прил. 2, 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.

Таблица 2

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

Петрохимический тип	Вариации состава минералов			
	$x_{Cr}$	$Al_2O_3$ (мас.%)		$Na/(Na+Cr)$
		Орх	Срх	
Внутриплитный	0,08-	3,2-5,7	4,3-8,0	0,74-
	0,20			0,90
Границ скольжения	0,15-	4,3-5,7	5,8-6,5	0,15-
	0,25			0,47
Пассивных окраин	0,10-	3,1-5,8	4,6-8,0	0,61-
	0,33			0,72
Срединно-океанических хребтов	0,23-	3,2-4,3	3,3-5,4	0,04-
	0,42			0,40
Супрасубдукционный	0,45-	0,4-2,9	0,5-2,0	0,01-
	0,90			0,50

Внутриплитный тип мантийных перидотитов объединяет первые три группы перидотитов табл. 1 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 /209/. 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 поверхность земной коры связаны с предрифтовым вулканизмом и рифтогенезом 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).

Перидотиты границ скольжения охарактеризованы пока ограниченным количеством фактического материала. Несмотря на разную 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  $X_{Cr}$ , рассматриваемым перидотитам свойственны промежуточная между ВП- и СОХ-типами степень частичного плавления, высокие содержания  $Al_2O_3$  в пироксенах при "океанических" величинах отношений Na/Cr. Эти особенности химического состава близки к таковым, установленным для перидотитов СОХ с крайне медленным спредингом (см. табл. I). 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 свидетельствует установленная норма спрединга в Срединно-Каймановом поднятии — 2 см/год за последние 2-4 млн. лет /173/, а также образование как в трое Кайман, так и в СОХ с крайне низким спредингом аномально тонкой коры с базальтами, промежуточными между N-MORB и E-MORB. Пониженная натровость характерна для перидотитов всех типов спрединговых структур и, по-видимому, отражает специфику флюидного режима и малую глубину урановых минеральных парагенезисов.

Перидотиты пассивных окраин, сформировавшиеся на ранних стадиях раскрытия океанических бассейнов, по составу минеральных фаз близки к внутриплитным лерцолитам, за исключением  $Na/Cr$  (см. табл. 2, рис. 6). Помимо состава клинопироксена, они отличаются от лерцолитов диапировых интрузий в транскуррентных разломах континентальной коры своим геологическим окружением и относятся к офиолитовому типу со слабо развитыми габброидными комплексами и базальтами состава T-MORB /II5/. Сравнение составов минералов перидотитов ПО и СОХ с различными величинами спрединга показывает, что первые могли формироваться в обстановке крайне медленного спрединга.

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 параметры химического состава минералов перидотитов, драгированных в задуговых котловинах Филиппинского моря /I9,5I, I04/. Эти данные (пока еще малочисленные) позволяют считать, что перидотиты развитых задуговых (междуговых) бассейнов в первом приближении схожи с перидотитами СОХ. Данное предположение косвенно подтверждается одинаковым составом базальтов в указанных тектонических структурах. 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.

Супрасубдукционный тип перидотитов характеризуется наиболее истощенным в отношении глинозема составом минералов, что позволяет уверенно отличать их от перидотитов СОХ; натровость клинопироксенов в обоих типах низкая. Широкий диапазон составов гардбургитов обусловлен развитием в фундаменте современных "внутри-океанических" островных дуг тектонических фрагментов перидотитовых комплексов задуговых бассейнов, незрелых дуг и преддуг, претерпевших наложенные акты истощения при формировании вулканической дуги. Данные по составу офиолитов позволяют в ряде слу-

чаев подразделить перидотиты рассматриваемой группы на два подтипа — зарождающихся (незрелых) островных дуг (ЗОД) и более развитых островных дуг (РОД) (см. табл. I).

Следует подчеркнуть, что перидотиты ГС и ПО по химическому составу минералов весьма близки к внутриплитным, отличаясь от последних (и между собой) лишь по величине  $Na/Cr$  клинопироксенов. Поскольку лерцолиты такого состава присутствуют в некоторых офиолитовых массивах, выделение указанных типов может иметь определенное значение для характеристики ГДО формирования офиолитовых ассоциаций. При этом необходимо учитывать, что состав минералов перидотитов, изученных в обстановках ГС и ПО, практически одинаков с составом минералов перидотитов СОХ с крайне медленным спредингом (см. табл. I); это вносит неопределенность в интерпретацию ГДО. Однако то обстоятельство, что подавляющее большинство офиолитов формировалось в структурах активных окраин (см. с. 58), дает основания исключить из числа ГДО формирования офиолитовых перидотитов срединно-океанические хребты типа современных Американо-Антарктического, Западно-Индийского. Поэтому офиолитовые перидотиты с составом минералов, близким таковому субконтинентальных перидотитов и отличающимся лишь пониженной натровостью клинопироксена, правильнее считать образованными в структурах растяжения в пределах границ скольжения (тип ГС) и в рифтовых зонах на ранних стадиях раскрытия внутриконтинентальных бассейнов (тип ПО); для обеих ГДО предполагается крайне малая скорость спрединга. Химическая характеристика рассматриваемых перидотитов основана на ограниченном количестве данных, и выделение петрохимических типов ПО и ГС в какой-то степени условно.

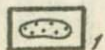
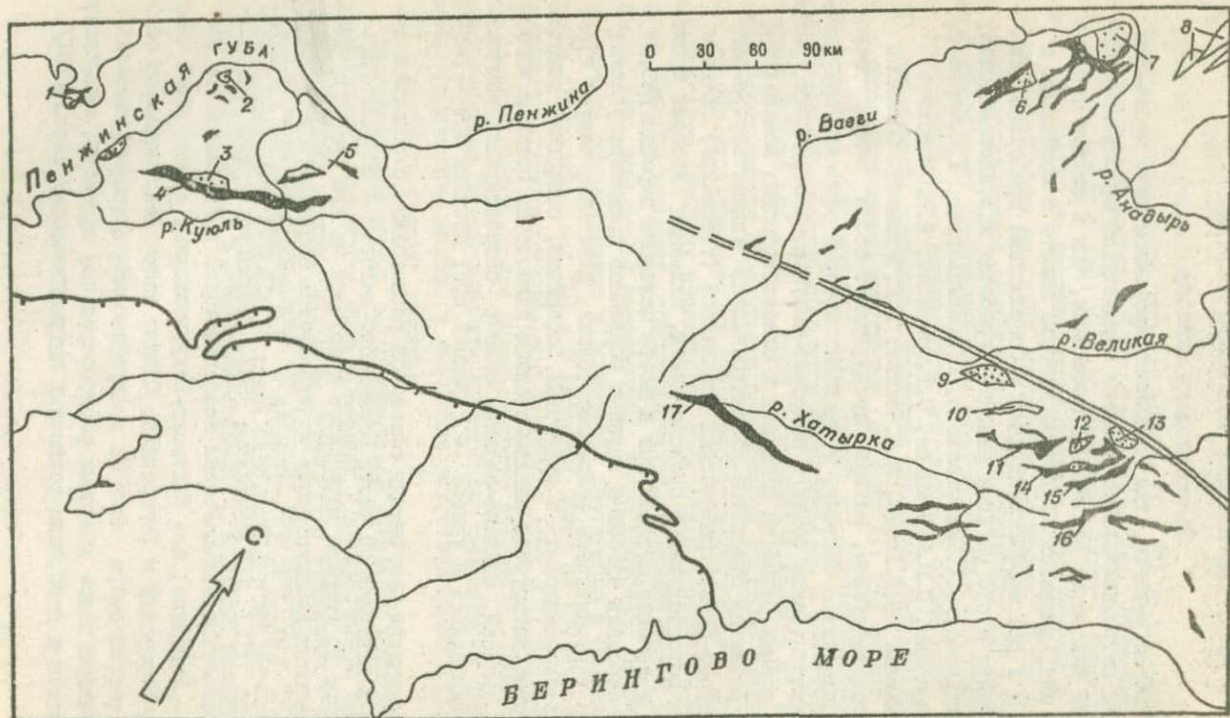
Разработанная модель петрохимической типизации мантийных перидотитовых комплексов была применена к альпинотипным массивам офиолитовых ассоциаций. Ниже рассмотрена возможность оценки ГДО формирования различных по составу перидотитовых комплексов Корякского нагорья, а также некоторых других массивов периконтинентальных 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.Бялбужского, Б.Х.Егиазарова, М.С.Маркова, Г.Е.Некрасова, С.В.Руженцева, С.Д.Соколова, А.П.Ставского, С.М.Тильмана, В.Е.Ханна, 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 чужеродных тектоно-стратиграфических комплексов (террейнов) главным образом островодужного происхождения, аккреция которых происходила в течение поздней юры и всего мелового периода /89, 91, 92/. В строении наиболее крупных террейнов принимают участие также и тектонические фрагменты (блоки, пластины, чешуи) корн древних океанических и задутых 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 (рис.7). Средние описания альпийских ультрамафитов Корякского региона приведены в работах М.В.Богдановой и В.Т.Матвеевко /14/, В.В.Велинского /15/, А.Ф.Михайлова /56/, Г.В.Пингуса и др. /73/. 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 /191/.



1



2



3



4



5

Рис. 7. Схема размещения альпийских массивов в Коржском нагорье. 1 - перидотиты; 2 - plutонические комплексы офиолитов; 3 - серпентиниты, серпентинитовый меланж; 4 - зона Койвереланского разлома и ее предполагаемое продолжение; 5 - северная граница Ватинского аллохтона. Цифры на схеме - массивы офиолитов: I - Елистратовский; 2 - Длинногорский; 3 - Ганкувьямский; 5 - Гангчаланский; 6 - Эльденырский; 7 - Усть-Бельский; 8 - Пекульнейский; 9 - Тамватнейский; 10 - Мало-Научирнайский; 12 - Красногорский; 13 - Чирнайский. Серпентинитовые меланжи: 4 - Кукульский; 11 - Ягельный; 14 - Эльгевьямский; 15 - Чирнайский; 16 - Ныгчеквеемский; 17 - Верхне-Хатырский

Для удобства дальнейшего изложения сгруппируем наиболее значительные массивы перидотитов и ассоциирующих с ними плутонических пород в три района, где офиолиты входят в состав выделяемых А.П.Ставским и др. /91/ Пенжинского, Усть-Бельского и Майницкого террейнов.

#### Пенжинский район

От юго-восточного побережья п-ова Тайгонос до левобережья р.Пенжинки на протяжении 300 км расположены крупные выходы офиолитов, разделенные акваторией Пенжинской губы Охотского моря и участками развития флишевых и молассовых толщ верхнего мезозоя и палеогена. Как показано в работах Н.Л.Добрецова /32/, Г.Е.Некрасова /57/, С.Д.Соколова /89/, А.И.Ханчука /45/, А.Д.Чехова /98/ и других исследователей, эти образования составляют сложнопостроенный тектоно-стратиграфический комплекс, в составе которого принимают участие метаофиолиты раннего палеозоя, офиолиты позднего палеозоя - поздней юры, флишевые и олистостромовые толщи поздней юры - валанжина. Наиболее значительные массивы перидотит-габбрового состава в Пенжинском районе являются фрагментами офиолитов позднего палеозоя - поздней юры, в основной своей массе превращенных в мощные зоны серпентинитового меланжа.

Кукульский массив состоит из нескольких крупных (до 20 км в длину) блоков перидотитового и перидотит-габбрового состава, включенных в протяженную полосу серпентинитового меланжа. Наиболее представительный разрез перидотитов, габброидов эффузивно-дайкового комплекса изучен в пределах Ганкувьямской пластины Н.Н.Гореловой /21/, А.И.Ханчуком и др. /45/. По данным этих исследователей, перидотитовый комплекс сложен гарцбургитами, в подчиненных количествах лерцолитами, дунитами, жилами вебстеритов, клинопироксенитов, согласными телами ортопиро-

ксенитов. Структурно выше расположен маломощный (50 м) горизонт дунитов. Мантийная часть разреза интенсивно серпентинизирована. В зоне перехода к плутонитам развиты верлиты, часто содержащие платиоклаз, 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 подушечными лавами базальтов (вкрапленники платиоклаза, авгита, реже ортопироксена), андезитов, дацитов. Возраст вулканогенно-кремнистых толщ определяется в пределах средний триас — верхняя яра (дотитонский); возраст Ганкувалянского разреза скорее всего позднеюрский /45/.

Елистратовский массив представляет собой относительно небольшой (до 13 км длиной) фрагмент офиолитов, значительную часть которого составляют 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.Авдейко, В.В.Акининым, В.Ф.Белым, Н.Б.Заборовской, М.С.Марковым, Ю.С.Некрасовой, В.Ф.Белый и В.В.Акинин /7/ предполагают развитие здесь двух возрастных групп перидотит-габбровых ассоциаций — палеозойской и позднемезозойской. Исследования, проведенные автором настоящей работы, позволяют интерпретировать все выходы офиолитов п-ова Елистратова как деформированные и расчлененные разломами части единой офиолитовой ассоциации позднеюрского возраста /25/, крупная целиком часть которой имеет синформное строение. Перидотитовый комплекс сложен порфирокластическими гарцбургитами и диосидосодержащими гарцбургитами, обычно массивного сложения, с маломощными телами дунитов; вебстериты и энстатиты образуют полосы, жилкообразные тела в гарцбургитах. В составе последних ортопироксен распространен 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, лерцолиты и платиоклазовые лерцолиты, иногда содержащие амфибол, дуниты, реже верлиты

и диопсидиты. Согласно линзы плагиоклазовых лерцолитов 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. Вулканиты офиолитовой ассоциации, по нашим наблюдениям, залегают в виде отторженцев (глыб) в серпентинитовом меланже и сложены базальтами, ассоциирующими с глыбами metabазальтов, хлорит-серпентитовых апобазальтовых сланцев, кремнистых пород, яшм, радиоляритов. В последних, по данным В.Ф.Белого и В.В.Акинина /7/, обнаружены радиолярии верхнего кимериджа.

Длинногорский массив. В горах Валижген, к северо-западу от Кульского массива, среди раннемеловых обломочных толщ залегают большое количество изолированных тел ультрамафитов, тянущихся 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 можно считать концепцию А.Д.Чехова /98/, Ю.А.Колесникова и Л.Л.Красного /42/, согласно которой офиолиты поднятия Валижген являются частью офиолитокластовой олистостромы с необычно широким развитием в различной степени дезинтегрированных ультрабазитов. Близкие взгляды изложены В.В.Велинским /15/. Еще раньше Дж.Луквуд /169/, по материалам А.Ф.Михайлова, рассматривал серпентинитовые песчаники и брекчии Валижгена 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 полимиктовые обломочные толщи готерива-баррема с олистостромовыми горизонтами, глыбы в которых сложены породами офио-

литовой ассоциации, а также известняками и песчаниками палеозоя и нижнего мезозоя. Кроме гарцбургитов, в составе массива развиты небольшие тела дунитов и ортопироксенитов.

#### Усть-Бельский район

На правом берегу Анадыря, в Усть-Бельских горах и северной части Алганского кряжа, расположены наиболее крупные выходы офиолитов Корякского региона, развитые на площади более 1000 км<sup>2</sup> (с учетом участков, покрытых четвертичными отложениями). Геолого-петрографическое исследование ультрамафитов проведено В.В.Велинским, Г.Г.Кайгородцевым, Г.Л.Некрасовым, Г.В.Пинусом, В.Г.Силкиным, Т.А.Смирновой, В.Е.Стерлиговой.

Усть-Бельский массив представляет собой наиболее крупный выход ультрамафит-габбровой ассоциации в пределах всего Дальнего Востока. 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 лерцолиты и переходные к гарцбургитам разновидности. К кумулятивному комплексу относятся породы хромитоносной дунит-верлит-кортландит-пироксенитовой серии (участок горы Змеевик), а также перидотиты и пироксениты с повышенной железистостью (F-I2-I7), развитые в зонах контактов магнезиальных перидотитов с мафитами. Последние представлены оливковыми габбро, троктолитами. Породы ультрамафит-габбровой ассоциации метаморфизованы: перидотиты на больших площадях антигоритизированы, а габброиды амфиболитизированы. Хромитовые руды локализованы в дунитовых горизонтах в непосредственной близости к дунит-верлит-кортландит-пироксенитовому комплексу, а также в пределах последнего. Мелкие рудные тела представлены линзами, короткими пластами массивного, вкрапленного и нодулярного сложения /86/.

Эльденерский массив /24/ представляет собой тектонический блок перидотитового комплекса площадью 45 км<sup>2</sup>, 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, прослой и шпирь 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 метабазальтов, 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 К-Аг датирования, среднеюрский (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 /2/ и Г.Е.Некрасов /57/ относят последнюю к среднему палеозою. Судя по возрасту гранитоидов, интрузирующих габброиды в Отроженском участке (178-218 млн.лет), древние комплексы океанической коры в позднем триасе - средней юре были вовлечены в структуру развитой островной дуги /24/.

#### 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 аллохтонов /3, 93/. Кулисообразно расположенные линейные выходы офиолитов по геологическому строению и составу пород можно разделить на три группы (с запада на восток): 1) Тамватнейский и Мало-Научирьнайский целиковые ультрамафит-габбровые массивы и ассоциирующие с ними вулканогенные и гипабиссальные образования; 2) Ягельный массив (мономиктовый меланж); 3) полимиктовые меланжи (Эльгевалякский, Чирьнайский, Ныгчеквеемский) и структурно связанные с ними дунит-гарцбургитовые массивы (Красногорский, Чирьнайский, Среднегорский).

Тамватнейский офиолитовый массив расположен в северном краю Майницкой зоны и приурочен к Койвереланскому глубинному разлому /99/, отделяющему в современном тектоническом плане офиолитовый терреин от верхнеюрских-меловых терригенных и фли-

шевых комплексов Алгано-Великореченской зоны. Это один из наиболее крупных в мире лерцолитовых массивов офиолитового типа; ультрамафиты здесь обнажены на площади в 210 км<sup>2</sup>. Перидотиты и другие породы офиолитовой ассоциации разбиты разломами на ряд тектонических блоков (пластин), что усложняет 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 ультрамафитов и габброидов располагались породы диабазового комплекса (пластовые тела и дайки диабазов, долеритов, кварцевых порфиров) и антидромно построенного вулканогенного (подушечные лавы андезитобазальтов, натровых липаритов, липарито-дацитов, дацитов - внизу; базальтов, кварцевых базальтов, диабазов - в верхней части комплекса). Нижние, более кислые горизонты вулкаников интродуцированы плагиогранитами. Разрез завершается туфотерригенными толщами, возраст которых, как и вулканогенных накоплений, по-видимому, позднеюрский-раннемеловой /90/. 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 гарцбургиты, местами и более истощенные гарцбургиты. Ближе к габброноритам обнажены ультрамафиты с кумулятивными структурами - плагиоклазовые лерцолиты, кортландиты, троктолиты, а также пегматоидные пироксениты, горнблендиты. По данным Т.А.Смирновой (1973 г.), в полях лерцолитов локализованы маломощные зоны развития широко-полосчатого дунит-перидотит-пироксенитового комплекса. Дуниты образуют также мелкие линзовидные и секущие тела по всей площади перидотитов. Мелкие тела хромититов локализованы преимущественно в структурно наиболее верхних частях лерцолитового разреза, в полосе шириной до 1 км, примыкающей к выходам вулканических и гипабиссальных пород.

В 4 км юго-восточнее Тамьатнейского обнажен массив Малый Научирьнай, представляющий собой пакет тектонических пластин. Нижняя из них мощностью более 1 км сложена линзовидно-полосчатым чередованием кумулятивных ультрамафитов (вермитов, оливковых клинопироксенитов, реже дунитов, лерцолитов, плагиоклазо-

вых перидотитов) и оливиновых габброидов с габброноритами. Последние метаморфизованы и местами превращены в габбро-амфиболиты с гранатом. Мафит-ультрамафитовый комплекс тектонически перекрыт толщей высокотитанистых диабазов, базальтов, туфопесчаников. Между этими двумя главными пластинами фрагментарно сохранились расщепленные и перекристаллизованные кварцевые кератофиры, диориты, платигранит-порфиры.

Ягельный меланж. Полоса тектонически передробленных серпентинитов, включающих разного размера глыбы пород офиолитовой ассоциации, протягивается в междуречье Научирнай - Малый Научирнай 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 тополевогского комплекса поздней юры - раннего мела /90/. В наиболее широкой части меланжа обнажены фрагменты полной офиолитовой последовательности, включающей лерцолиты, гарцбургиты и дуниты, кумулятивные платиоклазовые лерцолиты и верлиты, широксениты, оливиновые габбро, дайки диабазов, кварцевых диабазов. Вулканогенная и туфотерригенная части разреза северного крыла фациально взаимосвязаны. Вулканические породы сложены как платиофирными высокотитанистыми базальтами и ферробазальтами, так и бонинитоидами /18/.

Дунит-гарцбургитовые массивы бассейна р. Чирнай. С юга и юго-востока Ягельный меланж контактирует с мощным и протяженным комплексом интенсивно цеолитизированных обломочных толщ (грауваксовых микститов), одновозрастных с Кремнисто-вулканогенным комплексом Ягельной подзоны /90/; эти толщи рассечены полосами полимиктового меланжа - Эльгеваямской и Чирнайской. В составе последних, в отличие от Ягельного меланжа, серпентинитовая цементирующая масса играет подчиненную роль, а включения в меланже разнородны по составу и возрасту. Кроме фрагментов офиолитов, идентичных офиолитам Ягельной подзоны, здесь развиты крупные (до первых десятков километров) тектонические блоки контрастных по составу комплексов - вулканических и субвулканических (нижняя-средняя юра), габбро-тоналитовых (допозднеюрских), дунит-гарцбургитовых. Первые два комплекса имеют бонинитоидную тенденцию химического состава /10/. К-Аг возраст габбиссальных гранитов левобережья р. Лозовки, определенный в семи образцах

из коллекции автора настоящей работы в лаборатории геохронологии СВКНИИ, составляет 169–201 млн. лет. Они интродуцируются каликатровыми плагиогранитами позднерского–раннемелового возраста (по пяти образцам массива горы Угрюмой 119–161 млн. лет). Все комплексы бассейна р. Чирной 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 под оны, чаще непосредственно внутри меланжа. Изучение петрологии дунит–гарцбургитовых массивов и их хромитносности в разные годы проводилось Г. Г. Дмитренко, Л. Ф. Дюбринецкой, 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 невелики. В сравнительно небольшом Красногорском массиве обнажен более чем пятикилометровый по мощности фрагмент ультрамафитов, большая часть которых слабосерпентинизирована. Поперечными разломами массив разбит на два крупных блока, в целом различающихся по составу пород. В юго-западном, наиболее приподнятом блоке обнажены более глубокие горизонты разреза мантийных перидотитов – 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 превышает 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 локализации этих пород включает прожилково-жильные обособления ортопироксенитов, согласные пласты и линзы полосчатого чередования железистых дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов, с небольшими шширами пегматоидных габбро.

Все эти образования расположены на разных горизонтах дунитовой толщи, структурно выше которой развит уже самостоятельный комплекс пород такситового строения, представленный полосчато-шировым чередованием железистых (F=I3-26) гарцбургитов и подчиненных им дунитов, пироксенитов (главным образом ортопироксенитов). В пределах такситового комплекса встречаются широкообразные сегрегации плагиоклазовых лерцолитов, оливниновых габброноритов, габбропетматитов. Такситовый комплекс, судя по структурным и химическим особенностям пород, представляет собой кумулятивное образование мощностью до I км. Элементы внутреннего строения ультрамафитов северного блока отрисовывают фрагмент переклинали синформной структуры, мульда которой обращена к северу и сложена породами наиболее верхних горизонтов — дунитового и шширово-такситового.

Специфика ультрамафитов Красногорского массива заключена в развитии оливин-ортопироксен-хромитовых парагенезисов как в магнезиальном, так и в железистом комплексе, крайне истощенном составе магнезиальных гарцбургитов, большой роли дунитов в составе перидотитовой части (дунит-гарцбургитовый комплекс). Микроструктуры магнезиальных и железистых ультрамафитов различны. Первые из них, по данным Е.Е.Пугачевой (1985 г.), 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 деформациям. Последовательность событий расшифрована Д.Ф.Добржинской /33/, выделившей этап субгоризонтального течения мантийных ультрамафитов в высокотемпературных ( $950-1250^{\circ}\text{C}$ ) условиях и наложенный этап субвертикального течения при более низких температурах ( $600-950^{\circ}$ ) с формированием 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. Чирныйский массив в своей главной части сложен истощенными гарцбургитами и дунитами, аналогичными Красногорским. Различия между двумя массивами заключаются в составе железистого комплекса ультрамафитов, маломощного в Чирныйском массиве и сложен-

ного вебстеритами, лерцолитами, линзообразными телами дунитов. По южному краю массива с ними тектонически контактируют габбро-нориты и магнетитовые габбро, интродуцированные плагиогранитами. К дунит-гарцбургитовому 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 Эльгеваядского серпентинитового меланжа. Красногорский тип истощенных гарцбургитов 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 офиолитов

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;  $Al_2O_3^{Opx}$  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. /76/, Н.А.Богдановым и др. /13/, А.П.Ставским и др. /91/, М.В.Консоновым /43/, показывают, что геологическое развитие Корякского региона может рассматриваться в рамках последовательного процесса зарождения и аккреции островодужных систем, протекавшего 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 типа пассивных окраин. Лерцолиты массива Эльденыр относятся к наиболее истощенным разновидностям офиолитовых перидотитов /24/: хромдиспиды этих пород содержат до 1,5%  $Na_2O$ . Аналогичны данные по химическому составу трех образцов лерцолитов Усть-Бельского массива. Эти породы близки к лерцолитам Внешних Лигурид, а также перидотитам, драгированным в зонах разломов пассивных окраин современных океанов. Последнее позволяет предполагать, что лерцолиты Эльденырского и Усть-Бельского мас-

сивов первоначально формировались в нешироких линейных котловинах, существовавших на ранних стадиях развития средне-позднепалеозойских (?) бассейнов, разделявших Азиатский и Североамериканский континенты. Имеющиеся геологические данные недостаточны для обоснования этого предположения, хотя оно подтверждается составом вулканических и кумулятивных пород офиолитовой ассоциации. Так, по единичным анализам, базальты участка Еонайваам относятся к высокотитанистым толентам; кумулятивные породы (плагноклазовые перидотиты, троктолиты, оливиновые 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, заложившегося в зоне трансформного разлома типа дуга-дуга. Важным отличием состава лерцолитов Тамватней от таковых Эльденера, имеющим в данном случае диагностическое значение для оценки ГДО, служит пониженная натровость клинопироксена в первых. Она подтверждена 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 юре — валанжине от Удско-Мургальской дуги до внутриокеанических островных дуг (или дуги?), фрагментами которых являются офиолиты Пенжинского и Восточно-Корякского районов. Принадлежность гарцбургитов Тамватней, пространственно тяготеющих к габброноритовым телам, к COX-типу дает основание рассматривать возможность их формирования в центре спрединга окраинного бассейна, новообразованном в пределах той же трансформной зоны. Вулканогенные и дайковые комплексы, формировавшиеся в ГДО трансформного разлома, в современной структуре офиолитов Тамватнейских гор не обнажены. 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 их отдельных участках), обоснована в работе Дж.Кейси и Дж.Дэви /127/.

Таблица 3

Особенности состава минералов перидотитов и петрохимические типы массивов Корякского нагорья

Массив	Состав минералов				Типы и состав перидотитов		Магматические комплексы	
	$x_{\text{Cr}}^{\text{Sp}}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$ , мас.%		$\frac{\text{Na}}{\text{Na}+\text{Cr}}$ Срх	Петро- графиче- ский	Петро- хими- ческий	Вулкани- ты, дай- ки	Куму- ляты
		Орх	Срх					
Эльденырский, Усть-Бельский	0,13-	3,6-	4,4-	0,67-	Щ	ПО	В-Ti(?)	А
	0,22(8)	-4,8(9)	5,8(12)	-0,78(12)				
Тамватнейский	0,15-	4,1-	5,1-	0,31-	Щ	ГС	Н-Ti	42
	-0,26(23)	-5,3(23)	-6,5(22)	-0,56(22)				
	0,30-	3,0-	3,7-	0,14-	Щ	СОХ (ЗОД)	(В-Ti) (КН-Ti)	В
	0,41(10)	-4,3(18)	-5,1(11)	-0,29(13)				
0,46-	0,4; 2,3	1,3; 2,6						
	-0,55(3)							
Длинногорский	0,33-	2,9-	2,4-	0,01-	Щ	СОХ, ЗОД	?	В(?)
	-0,56(8)	-3,9(4)	-3,4(3)	-0,17				
	0,68							
Елистратовский	0,36-	1,1-	2,1; 3,7	0,09-	Щ	СОХ ЗОД	Н-Ti	В
	-0,64(13)	-3,2(9)		-0,17				
	0,82							

Кульский	0,52-	1,2-	1,6-	0,34-	Щ	ЗОД	Н-Ti (В-Ti)	Б
	-0,64(13)	-2,4(12)	-3,2(10)	-0,79(9)				
	0,71	0,1; 0,9(2)						
Красногорский		3,1			Д-Щ	РОД	КН-Ti	Г
	0,66-	0,4-	0,5-	0,41-				
	-0,90(13)	-1,2(13)	-0,6(3)	0,51 0,93				
Чирынайский	0,60-	0,62-	1,1-	0,38-	Д-Щ	РОД	КН-Ti	Г
	0,77(18)	-1,4(17)	1,2(5)	-0,50(3)				
		2,2						

Примечание. Данные по составу минералов из работ /8, 24, 25, 45/.  
Петрографический состав перидотитов (к табл. 3, 4): Щ - лерполиты; ПЩ-Щ - плагиоклазовые лерпо-  
литы; Ц - гарцбургиты; Д-Щ - бедные энстатитом гарцбургиты (лунит-гарцбургиты). Содержания  
TiO<sub>2</sub> в базальтах: В-Ti - высокие (>1,2%); Н-Ti - низкие (1,2-0,6%); КН-Ti - крайне низкие  
(<0,6%). Последовательность кристаллизации при формировании кумулятов: А - О1 → Р1 → Срх → Орх;  
Б - О1 → Срх → Р1 → Орх; В - О1 → Срх → Орх → Р1; Г - О1 → Орх → Срх → Р1. Цифры в скобках - количество  
анализов (единичные аномальные величины не индексированы). В скобки взяты также второстепенные по  
значению типы.

Перидотиты задуговых бассейнов и зарождающихся островных дуг. К этой группе относятся гарцбургиты и лерцолиты массивов Пенжинского района, по составу минералов принадлежащие к петрохимическим типам СОХ и ЗОД. Характеристики обоих указанных типов в различных пропорциях присутствуют 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 Ганкувайянского комплекса Кукульского массива /45/ показывают, что последние относятся к петрохимическому типу ЗОД. По вопросу о ГДО формирования офиолитов Кукульского массива высказаны различные мнения. А.И.Ханчук и др. /45/ предполагают их образование в пределах спредингового хребта Галапагосского типа; основанием служат поперечное (относительно общей структуры массива) простирание даек и особенности состава вулканогенного комплекса, сложенного дифференцированной серией низкотитанистых базальт — андезит (исландит) — дацит. Согласно Н.Н.Гореловой /21/, рассматриваемые офиолиты формировались в спрединговом хребте окраинно-морского бассейна. На наш взгляд, особенности состава минералов перидотитов позволяют рассматривать породы Ганкувайянской пластины как образования зарождающейся островной дуги, чему не противоречит и состав пород вулканогенного и дайкового комплексов. По-видимому, эта дуга была заложена в поздней яре на более древнем океаническом фундаменте, образовавшемся, судя по составу и возрасту глыб в Кукульском меланже, в течение поздней перми (?), триаса и юры (до титона). Перидотиты п-ова Елистратова, промежуточные по химизму минералов между Длинногорскими и Кукульскими, могли формироваться 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 /70/, А.П.Ставского и др. /90/, тополеватский вулканогенный и туфогенный комплекс накапливался в пределах примитивной островной дуги, фундаментом которой служили офиолиты Ягельного меланжа, формировавшиеся ранее в зоне спрединга океанического или окраинно-морского бассейна. Отсутствие данных по составу минералов не позволяет определить петрохимический тип перидотов Ягельного

меланжа. Высокотитанистые базальты этого комплекса, близкие к E-MORB, сочетаются с кумулятивными образованиями, в которых отчетливо проявлен идиоморфизм клинопироксена по отношению к плагиоклазу /36/. По-видимому, в Ягельный меланж включены фрагменты образований малого океанического бассейна, в строении корня которого сочетались комплексы COX и внутривулканического магматизма. В пользу этого предположения свидетельствуют геохимические данные В.А.Попеко и Ю.А.Михалева /75/. Если это так, то перидотиты Ягельного меланжа могут иметь состав минералов, соответствующий наиболее истощенным парагенезисам субокеанических перидотитов (см. табл. I). Правомочность такого предположения выяснят дальнейшие исследования.

Перидотиты более развитых островных дуг. Бедные энстатитом гарцбургиты Красногорского и Чирнайского массивов по составу минералов относятся к крайне истощенным разновидностям островодужных перидотитов. Тектоническая позиция дунит-гарцбургитовых массивов Майницкой зоны свидетельствует об их структурной связи с зонами преддуг более развитых островных дуг, где могли формироваться бонинитоидные вулканические и плутонические комплексы. 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.Березнер и А.П.Ставского /9/, магнизиальные ультрамафиты Красногорского и Чирнайского меланжей являются отторженцами глубоких частей фундамента примитивной островной дуги  $J_3-K_1$ . Более высокие горизонты которого представлены ультрамафитами массивов Тамватней, Малый Научирнай, 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 Эльгевадского и Чирнайского меланжей и содержащего включения метаморфизованных

габброидов, плагиогранитов, эфолитоподобных 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 состава (горы Красная Шапка и Одинокая); 3) наиболее глубокие обнаженные горизонты габбро-тоналитового массива Кекуры, подчиненного Эльгеваямскому полимиктовому меланжу, включают кумулятивные ультрамафиты железистого шпирово-такситового комплекса, идентичные таковым верхних горизонтов Красногорского массива. Эти факты позволяют рассматривать дунит-гарцбургитовые массивы бассейна р. Чирынай в качестве фрагментов мантийного основания развитой островной дуги позднего триаса — средней юры, коровый разрез которой включал бонинитоидные габбро-тоналитовые комплексы и вулканы лозовской толщи. В тектонической структуре позднерусской-раннемеловой дуги разобщенные комплексы более древней дуги, в том числе и дунит-гарцбургитовые, слагали основание как вулканического поднятия, так и преддужья, где они подстилали толщу граувакковых микститов.

Таким образом, петрохимическая типизация перидотитов не противоречит результатам тектонического анализа, свидетельствующим о возникновении 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 перидотитовыми и габбро-базальтовыми комплексами, образовавшимися в ГДО задуговых и внутридуговых бассейнов, зарождающихся островных дуг, в этих структурах сохранились фрагменты комплексов океанической литосферы — перидотитов ранней стадии развития внутриконтинентальных океанических бассейнов, приближающихся по химическому составу минералов к субконтинентальным перидотитам (Эльденыр). 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, Койвераланский разлом и его продолжение по южному краю Анадырской впадины. Разумеется, ширина зоны разлома во время ее активного развития могла быть значитель-

ной (до 100 км, как показывает пример трога Кайман). В позднерское-раннемеловое время зона трансформного разлома могла разделять Корякский окраинный бассейн на две субпровинции с различной геодинамической обстановкой. К югу располагалась область незрелых островных дуг (Кульской, Тополевской), заложившихся на более древнем (пермь-юра?) океаническом основании. В строении субдукционного комплекса и фундамента преддужья принимали участие крупные тектонические фрагменты более зрелой островной дуги триаса - средней юры. Кулисообразное нахождение 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 междуготового бассейна /90,91/, в отдельных котловинах которого (Алганской, Пекульнейской) накапливались кремнисто-вулканогенные толщи.

#### ДРУГИЕ ПРИМЕРЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОБИОЛИТОВЫХ 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. Это хромитоносные гарцбургитовые массивы, иногда с развитием в более глубоких горизонтах лерцолитов (диопсидовых гарцбургитов); типичные их представители кратко рассмотрены ниже. К относительно менее истощенным образованиям этой группы относятся перидотиты массива Каньон Маунтин в Орегоне - часть комплекса гарцбургитов и метакумулятов, образующего фун-

дамент островодужных накоплений (гераитофиров, базальтов, плагиогранитов). Массив является одним из фрагментов раннепермских островодужных террейнов провинции Блу-Маунтин северо-восточного Орегона, хаотически перемещенных во время обновленной субдукции в среднепоздне триасовое время /142/. Согласно М.Охненштеттеру /189/, гарцбургиты формировались в междутовом бассейне, ограниченном конвергирующими зонами субдукции; М.Миссери и Ф.Будье /179/ обосновали представление об образовании комплекса в структуре внутритового бассейна. Состав акцессорных хромшпинелидов свидетельствует о принадлежности гарцбургитов к СОХ-типу; однако содержания глинозема в пироксенах понижены по отношению к перидотитам современных СОХ. Это обстоятельство может отражать уравнивание перидотитов массива Каньон-Маунтин при геотермическом градиенте, повышенном по сравнению с современными СОХ. По-видимому, перидотиты Каньон-Маунтин можно считать типоморфными для активных окраинных бассейнов (внутритовых или междутовых). В работе М.Миссери и Ф.Будье /179/ выделены характерные особенности состава офиолитовой ассоциации, петроструктуры пород перидотитового комплекса, динамического режима его становления, отличающие массив Каньон-Маунтин от типичной океанической литосферы.

Более дифференцированные составы минералов свойственны перидотитам двух петрографически хорошо изученных комплексов на западе и востоке складчатого обрамления Папиэки - Самбалес и Джозефин. Офиолиты хр. Самбалес (о-в Лусон, Филиппины) формировались в междутовом бассейне с конвергирующими зонами субдукции и незрелой дуге, ограничивающей этот бассейн /189/. Вариации состава минералов очень велики; так, величины хромистости акцессорных хромшпинелидов перидотитов 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 задугового бассейна, тогда как офиолиты Акойе - зарождающейся дуги. Однако составы перидотитов не полностью согласуются с составами коровых комплексов (прил.4). Так, в блоке Акойе, по имеющимся данным, преобладают перидотиты СОХ-типа. Согласно исследованию Г.П.Мула /212/, в

этом блоке вулканические серии и кумуляты не являются вылавками из данного рестита, они происходят из другого источника, перетерпевшего высокую степень плавления. Состав кумулятов Акойе ( $\text{Fe}_{78-81}$ ,  $\text{An}_{90-97}$ ,  $X_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} \sim 0,6$ ) свидетельствует о высоком давлении  $\text{H}_2\text{O}$  в магматической системе. Позднеюрские офиолиты Джозефин, обнаженные на площади более 1000 км<sup>2</sup>, расположены в горах Клямаат, в северо-западной Калифорнии и юго-западном Орегоне, где слагают основание зрелой островной дуги раннемелового возраста /12/. Существуют расхождения в трактовке обстановки формирования офиолитов Джозефин. Согласно М.Охненштеттеру /189/, это образования незрелой островной дуги. Г.Д.Харпер /150/ делает вывод об их образовании при задуговом (внутридуговом) спрединге. Развитие комплекса параллельных даек свидетельствует о спрединговом механизме формирования рассматриваемых офиолитов; Г.Д.Харпер /151/ приводит геологические и петрологические доказательства проявления также и структурного (аматматического) 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 ГДО зарождающихся островных дуг.

К петрохимическому типу ЗОД относятся перидотиты массива горн Солдатской (п-ов Камчатский Мыс, Камчатка). По данным С.В.Высоцкого /17/, А.В.Федорчука и др. /95/, тектонические пластины пород вулканогенного комплекса относятся к разным петрогеохимическим типам и включают образования СОХ, трансформных разломов, зон внутриплитного магматизма. С перидотитами коррелятивны базальты серии низкотитанистых толеитов, сформировавшиеся в конце мела в интраокеанической островной дуге. Как показывает состав сосуществующих минералов гарцбургитов, эта дуга 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 — слабистощенных перидотитов и наиболее истощенных дунит-гарцбургитов. К первым из них относятся перидотиты офиолитов Канути пояса Биску-Кьюкук на Аляске предположительно позднепалеозойского возраста.

та /194/. Р.А.Лони и Г.Р.Химмельберг /170/, изучившие петрологию рассматриваемых офиолитов, относят перидотиты к гарцбургитам и предполагают их тектоническую связь с вулканической дугой. Однако химический состав пород и минералов свидетельствует о преобладании в составе перидотитов лерцолитов, относящихся скорее к типу пассивных окраин океанов. В пользу последнего предположения свидетельствуют высокая глиноземистость акцессорных хромовых шпинелей и высокая натровость клинопироксенов. Другим примером слабоистощенных перидотитов пассивных окраин океанов являются лерцолиты о-ва Тимор, представляющие собой фрагмент пассивной окраины Гондваны, в настоящее время включенный во внешнюю зону вулканической дуги Банда. Среди фрагментов кайнозойских островодужных структур Меланезийской геосинклинальной области обнаружены крайне истощенные дунит-гарцбургитовые комплексы Папуа (Новой Гвинеи) и Новой Каледонии. Широко известный в геологической литературе массив перидотитов Восточного Папуа является примером мантийного комплекса, подвергнутого неоднократному истощению при частичном плавлении, продуцировавшем магмы различных ГДО. Судя по данным Б.Г.Лутца /54/, вулканогенный комплекс позднего мела близок по составу к известковистым базальтам бассейна Лау, частично и к верхним пиллоу-лавам Троодоса. В эоцене офиолиты Восточного Папуа служили основанием развитой островной дуги, коллизия которой с Новогвинейским континентальным массивом произошла в миоцене /202/. Гарцбургиты предельно истощены глиноземом, содержание которого в отдельных зернах ортопироксена падает до 0,1% /137, 159/. Указанные авторы предполагают, что вылавками из гарцбургитов и дунитов Восточного Папуа могли быть бонинитонды мыса Фогель; возраст последних, по данным В.Дальвитца и др. /130/, 29 млн. лет. Огромный по размерам (около 6000 км<sup>2</sup>) гарцбургитовый массив Ду Эад на юге Новой Каледонии ассоциирует с крайне низкотитанистыми базальтами и кумулятами ортопироксенового типа /189/. Севернее расположены относительно небольшие лерцолит-гарцбургитовые массивы, в том числе хромитоносный массив Тиебаги, лерцолиты которых формировались, согласно представлениям А.Николя и К.Дюпюи /186/, при импреньяции гарцбургитов океанической литосферы Саальтовыми вылавками в зоне трансформного разлома. Однако, как показано в прил. 4, гарцбургиты массива Тиебаги по составу минералов истощены по сравнению с гарцбургитами срединно-океаниче-

ских хребтов и соответствуют перидотитам незрелых островных дуг. Это обстоятельство, независимо от принятия какой-либо модели петрогенезиса, свидетельствует скорее в пользу островодужной обстановки формирования перидотитов севера Новой Каледонии.

Петрохимическая типизация перидотитовых массивов Тихоокеанского складчатого обрамления позволяет выявить определенную направленность изменения состава мантийных комплексов офиолитов в пространстве и во времени, отражающую 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 Фезер Ривер на севере Сьерра-Невада /156/; среднепалеозойские (?) массивы Усть-Бельский и Эльденур в Корякском регионе; позднепалеозойский (?) комплекс Канути на Аляске. Все эти перидотиты имеют преимущественно лерцолитовый состав, с подчиненным развитием диоксидовых гарцбургитов, и по особенностям химизма минералов относятся к типам ПО и СОХ. 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 пермских-раннемезозойских офиолитов существенно лерцолитовые массивы отсутствуют. Перидотиты пермских комплексов, развитые в самых разных частях Тихоокеанского пояса (Каньон Маунтин в Орегоне; массивы зон Сангун-Ямагучи и Майзуру в Японии; Ред Маунтин в Новой Зеландии), относятся к образованиям зарождающихся энзиматических дуг и залуговых бассейнов. Крайне истощенные гарцбургиты, ассоциирующие с вулканическими и плутоническими комплексами бонинитоидов, датируются триасом - ранней юрой. Это массивы Чирьнайский и Красногорский в Корякском нагорье, а также, судя по составу рудной минерализации, отдельные дунит-гарцбургитовые тела в террейне Раттлснейк-Крик (горы Кламат, Калифорния). Такой состав мантийных перидотитов свидетельствует об их образовании в активных окраинах океанического пространства древней Пацифики.

3. Позднемезозойские перидотитовые массивы по составу и предполагаемым обстановкам формирования в целом аналогичны

пермским—раннемезозойским. Среди них преобладают образования незрелых дуг и задуговых (внутридуговых) котловин. Это позднерские массивы Пенжинского района, Джозефин, массивы Береговых хребтов Калифорнии, а также наиболее молодые комплексы Камчатского Мыса, хр.Замбалес, Новой Каледонии. Крайне истощенные гарцбургиты, ассоциирующие с бонинитовыми вулканитами, в этой группе представлены массивами Восточного Папуа и юга Новой Каледонии. Вместе с тем в позднем мезозое формируются и лерцолитовые комплексы, состав минералов которых позволяет предполагать их образование в зонах трансформных разломов типа дуга-дуга, дуга-хребет. К ним относятся лерцолиты массива Тамватней, а также, по-видимому, лерцолиты юго-западного Орегона /174/. Эти единичные примеры позволяют высказать предположение о возможной активизации в позднем мезозое и кайнозое междуготовых зон трансформных разломов, по которым происходили латеральные смещения отдельных крупных блоков литосферы островных ансамблей. Примером современной границы скольжения в островодужных ансамблях является разлом Ял в бассейне Паресе-Вела, представляющий собой правосторонний сдвиг /85/, в пределах которого драгирован образец шпинелевого лерцолита /81/, по составу минералов относящегося к типу IС.

#### Средиземноморский пояс

Перидотитовые массивы Средиземноморской области, характеризующиеся большим диапазоном составов пород, послужили основой для выделения А.Николя и Э.Джексоном /187/ лерцолитового (субконтинентального) и гарцбургитового (субокеанического) типов перидотитов. Контрастный состав перидотитовых комплексов имеет провинциальное значение и связан с различиями в геотектонических условиях формирования разных частей Тетиса. Исходя из этого, мезозойские офиолиты и перидотитовые массивы подразделены А.Л.Книппером и Г.Н.Савельевой /41/ 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 свидетельствует об усилении к востоку роли островодужных образований. Представляет интерес сопоставление химического состава перидотитов различных провинций Тетиса и петрохимическая типизация их по ГДО формирования офиолитов, а также

сравнительный анализ состава перидотитовых комплексов в разных стволах этой межконтинентальной океанической 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.Агамалаяна, Т.Аб.Гасанова, Г.С.Закариадзе, С.К.Злобина, А.Л.Книппера, М.Г.Ломизе, Р.Г.Магакяна, М.А.Сатиана, С.Д.Сokolова, В.Е.Хаина, О.П.Цамерян, других исследователей показали, что офиолиты Амасия — Севано — Азербайджанской зоны представляют собой тектоническую смесь фрагментов океанической коры, энзиматических островных дуг, внутриокеанических метаморфитов, офиолитокластов юрского и мелового, возможно, и более древнего возраста. Кулисообразно расположенные перидотит-габбровые массивы сложены гарцбургитовым и габбро-платиогранитным комплексами, породами переходных ультрамафит-мафитовых серий. Геодинамические обстановки формирования офиолитов Малого Кавказа трактуются по-разному. Большинство современных исследователей считает местом их образования океанический бассейн — Североанатолийско-Малокавказскую эвгеосинклиналию зону, игравшую роль главного бассейна Тетиса /96/. Автор настоящей работы относил рассматриваемые офиолиты к образованиям междутетисского бассейна, существовавшего в нижней — средней яре к югу от Сомхето-Карабахской островной дуги /62, 63/. Новые данные по Апаранскому аккреционному комплексу в южном ограничении офиолитовой зоны /1/ подтверждают правомерность этого представления. Вместе с тем некоторые исследователи рассматривают офиолиты Малого Кавказа и их продолжение на западе как образования сравнительно узких рифтогенных трогов Красноморского типа, рассекающих шельфовую внутриконтинентальную геосинклиналь /38, 84, 125/. 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-Сатанахачского (прил.3).

Оба массива хорошо изучены петрографически; детальные описания их содержатся в работах А.Г.Бегехтина /II/, Г.С.Арутюняна /4/, А.А.Ярошевского и Г.Хасана /106/, Г.С.Закариадзе и др.

/35/. Дунит-гарцбургитовый комплекс (включающий, по нашим наблюдениям, в Шоржинском массиве участки дунит-широксенитовых образований) структурно выше переходит в расслоенную дунит-троктолит-верлитовую серию, затем в пределах Джил-Сатанахачского 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 эту последовательность — от дунитов и перидотитов до плагиогранитов. Однако детальные петрографические и геохимические данные позволили Г.С.Закариадзе и др. /35/ 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 указывает на существование в обоих массивах наряду с умеренно истощенными перидотитами 30D-типа крайне истощенных фаций 40D-типа, отражающих, очевидно, выплавление бонинитоидных расплавов. Все эти данные могут свидетельствовать о формировании мантийных и коровых комплексов Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов в аксиматической островной дуге, заложившейся в  $J_2$  на океаническом фундаменте междугеового бассейна и развивавшейся в несколько этапов — от срединга с образованием троктолитовой серии до собственно островодужной стадии с внедрением плутолитов бонинитоидной серии, дополнительным истощением перидотитового фундамента и развитием 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 схожи как с COX-толеитами, так и с толеитами островных дуг ранней стадии развития /69/; изучение первичных расплавных включений позволило выделить здесь также и бонинитоиды /35, 97, 213/. Восточнее среди вулканидов широко развиты субщелочные и щелочные базальтовые серии /22/.

В числе других массивов северных цепей офиолитовых поясов, окаймлявших в раннем мезозое активную окраину Евразии, представляет интерес Вуринос в Греции. Офиолиты этого массива формировались в Вардарском океаническом бассейне в ранней-средней

пре и шарьированы на Пелатонийский массив /II3/. Как указывает В.Е. Хаин /96/, именно через зону Вардара и затем в направлении Измира, Анкары, Эрзинджана и Малого Кавказа проходил в мезозое основной ствол Тетиса. Судя по составу акцессорных хромшпинелидов /III/, в массиве Вуринос, как и на Малом Кавказе, гарцбургиты относятся к типам 30Д и РОД, что подразумевает их повторное истощение на разных стадиях развития островной дуги. Состав вулканических и кумулятивных пород согласуется с этими данными: здесь развиты верхние и нижние комплексы, сформировавшиеся при додуговом спрединге и в плутонической камере островной дуги (крайне низкотитанистые магмы) /189,200/. Другим примером сильно истощенного гарцбургитового комплекса, в современной структуре приуроченного к шовным зонам южного ограничения позднемезозойской Евразии, являются массивы офиолитов Донкьяо-Ксайнка в Северном Тибете на востоке Альпийско-Гималайского пояса /144/. Офиолиты содержат подушечные лавы с абиссальными толеитовыми и островодужными петро- и геохимическими характеристиками, долеритовые дайки с бонинитоидными особенностями химизма; кумуляты представлены верлитами и троктолитами.

Перидотиты южного ствола Тетиса наиболее типично представлены в офиолитах Периаравийского пояса, сформировавшихся в среднем мелу и шарьированных в позднем мелу на шельфовую окраину Аравийской плиты /40/. 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  $X_{Cr}^{Sp}$ . 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, включавших этапы спрединга и наложенного рифтинга зарождающейся подводной дуги. Вулканические и кумулятивные комплексы отличаются широким диапазоном составов с развитием на поздних этапах крайне низкотитанистых лав и комагматичных им кумулятов ортопироксенового типа.

Немногочисленные лерцолитовые массивы Центральной и Восточной провинций Тетиса тяготеют к тектоническим зонам, прилегающим к окраинам Гондванских континентальных блоков. Все они по петрографическому и петрохимическому составам перидотитов заметно отличаются от внутриконтинентальных лерцолитовых комплексов. В строении массивов Отрис и Пиндос в Греции значительную роль играют гарцбургиты. Кумуляты являются производными MORB, однако наиболее поздние вулканические толщи характеризуются низким — и крайне низкотитанистым составом, что позволяет выделить в составе рассматриваемых офиолитов образования COX-типа и наложенные на них островодужные серии /40/. 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 образовались в эпоху максимального развития океанического бассейна, отделившего Индийский субконтинент от Тибета /96/. Ж.Хирардо и Ч.-К.Мерсье /143/ обосновали представление о формировании офиолитов Шигадзе в обстановке COX с медленным спредингом. Состав хромшпинелидов, соотнесенный с предложенной в настоящей работе типизацией, в целом подтверждает такую оценку ГДО, однако исключением являются более хромистые акцессорные шпинели гарцбургитов и дунитов верхнего горизонта мантийного разреза. В составе слабозвитых диабазового и габбрового комплексов нет пород, свидетельствующих об островодужной 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. /145/ 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 накапливались 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, формировавшиеся в обстановках островных дуг и внутридуговых котловин. Данные по нескольким представительным массивам показывают, что в офиолитах южного ствола Тетиса, образовавшихся при деструкции пассивной окраины Гондванских континентальных блоков, перидотиты в целом несколько менее истощены по сравнению с перидотитами

офиолитовых поясов активной окраины Евразии. В Западной провинции Средиземноморского пояса, океанические бассейны которой, 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 /157/. В составе всех этих массивов большую роль играют плагиоклазовые лерцолиты. Офиолиты развивались в раннем мезозое в нешироких бассейнах и обдуцировали на Африканскую и Европейскую пассивные окраины /40/. Какие-либо островодужные комплексы в составе офиолитов отсутствуют. Массивы такого состава, ГДО формирования которых в какой-то мере приближаются к Красноморскому тропу, в пределах Центральной и Восточной провинций неизвестны.

В древних складчатых поясах (Аппалачи, Евразийские каледониды, Урал) офиолиты включают комплексы перидотитов широкого диапазона составов, формировавшиеся в ГДО океанических бассейнов и островных дуг. Наиболее крупные массивы Урала, приуроченные к краевым (западным) офиолитовым аллохтонам — Кемпирсайский и Войкар-Сындынский, — сложены лерцолит-гарцбургитовыми комплексами СОХ-типа и более истощенными дунит-гарцбургитовыми, образовавшимися, судя по составу минералов, в обстановках энзиматических островных дуг (см. прил. 4). Лерцолитовые массивы Урала — Крака, Нуралы — 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 (в частности, Бетс-Ков в Ньюфаундленде).

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В работе Э. Бонатти и П. Майкла /121/ 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  $X_{Cr}^{Sp}$ ,  $X_{Mg}^{Ol, Opx}$ . Указанные исследователи, используя данные по двушроксеновой термометрии, показали, что температуры равно-

вешивания остаточных перидотитов возрастали от предокеанических рифтов через пассивные окраины океанов к СОХ Северной Атлантики. Вывод подтверждается и ростом коэффициента распределения  $Al_2O_3$  между сосуществующими ортопироксеном и шпинелью от перидотитов ВП через ГС и ПО к СОХ (см. рис. 4Б). По мнению Э. Бонатти и П. Майкла, эти данные могут свидетельствовать в пользу пониженного термального режима (и медленного астеносферного подъема) под рифтами Красноморского типа и структурами, формирующими пассивные окраины, по сравнению с термальным режимом СОХ. Возрастание степени деплетированности перидотитов в указанном ряду отражает увеличение степени частичного плавления, обусловленное, судя по имеющимся данным, повышением термального режима, скорости спрединга и подъема мантийного диапира, менее глубинным уровнем завершения процесса частичного плавления /I2I, I24, I85/. В противоположность этому крайне высокая степень деплетированности островодучных гарцбургитовых комплексов не отражает экстремально высокий температурный режим; она обусловлена повторными актами частичного плавления уже истощенного источника, происходившими в условиях водного состава флюидной фазы /24, 25, II6, I35/.

Ряды перидотитовых комплексов с прогрессирующим уровнем истощения устанавливаются для офиолитовых ассоциаций (табл. 4). Примером латерального ряда таких комплексов могут служить перидотиты мезозойских офиолитов Корякского нагорья в последовательности массивов Тамватнейский - Длинногорский - Елистратовский - Кумльский - Чирныйский - Красногорский. Перидотиты и офиолитовые ассоциации этих массивов образовались в различных ГДО островодучных ансамблей и окраинных бассейнов. Формирование ультрамафит-габбро-базальтовых ассоциаций офиолитов в различных ГДО активных зон перехода между океанической и континентальной литосферой обосновано, как показано выше, для многих массивов палеозойского, мезозойского, кайнозойского возраста. Как отмечают Э. Десмон и Л. Раделли /I3I/, выделенные Ж. Пирсом, С. Липпардом и С. Робертом два фундаментальных геохимических класса офиолитов - СОХ и НЗС (супрасубдукционные) - в реально идентифицируемых геодинамических обстановках соответствуют главным образом двум типам структур активных окраин: задуговым и иным окраинным бассейнам (СОХ) и преддугам (НЗС). Те же авторы относят к обстановке задуговых бассейнов образование "внутриконтинентальных" малых океанических бассейнов, в которых формировались офиолиты Западных Альп.

Важной особенностью перидотитовых комплексов многих офиолитов является неоднородность состава (сочетание петрохимических характеристик  $COX$  и  $ЭОД$ ,  $РОД$ ), имеющая обычно характер вертикальной неоднородности. На примере отдельных хорошо изученных массивов установлены структурное несогласие между лерцолитовыми и гарцбургитовыми сериями (Средний Крака, Нурали /81/), а также другие признаки более позднего формирования истощенных ассоциаций. Дунит-гарцбургитовые серии иногда развиваются не в верхней части мантийного разреза, а на глубинах 4–5 км, подстилалась и перекрываясь менее истощенными перидотитами, как это установлено в Кемпирсайском массиве /103/. Важно отметить, что сочетание петрохимических типов  $COX$  и  $ЭОД$  характерно для наиболее значительных по промышленной хромитонности 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 (перидотиты  $COX$ -типа), и наложением на него эндогенных процессов, приводящих к концентрации хрома в шпинелидах. Фактором, обуславливающим последние процессы, является водный характер флюида в супрасубдукционных обстановках /24/.

Распределение хрома между сосуществующими ортопироксеном и шпинелью проявляет определенную зависимость от того, в какой ГДО уравновешены перидотиты (рис.8). 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, порфирокластов, ксеноморфные выделения шпинели). Такая же картина выявлена нами для лерцолитов Эльденгера и Тамватнея /24/; на примере этих массивов показано аналогичное поведение хрома и в клинопироксенах лерцолитов. По данным Дж.Нагата и др. /183/, 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.

Таблица 4

Зависимость состава рудной минерализации перидотитовых массивов и ассоциирующих с ними магматических комплексов от геодинамических обстановок формирования офиолитов

Массив	Петрографический состав и петрохимические типы комплексов			Состав и структурная позиция рудной минерализации	
	перидотитовых	вулканических, дайковых	кумулятивных	хромитов	МПГ
Внутриконтинентальные зоны транскуррентных разломов					
Бальдиссеро; Бальмучия; Финеро; Ронда; Бени Бушера	$\frac{ВП}{ЛЦ}$	-	-	Ст Ст, Ni Ст, Ti	Халькогениды, редко-самородный Ir
Внутриконтинентальные малые океанические бассейны					
Офиолиты Западных Альп (Ланцо, Монviso); Внутренние Лигуриды; Колло (Алжир)	$\frac{СОХ}{ПЛ-ЛЦ; ЛЦ}$	В-Ti	А	Ст-П	?
Пассивные окраины малых океанических бассейнов					
Усть-Бельский; Эльденур; Канути (Аляска) Давос (Западные Альпы); Внешние Лигуриды	$\frac{ПО(СОХ)(ВП)}{ЛЦ(ПЦ)}$	В-Ti	А, (Б)	А1-К А1-П	?
Периконтинентальные окраинные бассейны					
Тринити; Отрис; Пиндос; Шигадзе (Южный Тибет)	$\frac{СОХ(НЭС)}{ПЛ-ЛЦ; ЛЦ; ПЦ}$	В-Ti (Н-Ti)	А, Б	А1-П	?

Задутые (внутридуговые) и междуговые бассейны

Айпод (Филиппинское море);	СОХ;НЭС	В-Тi	А,Б,	А1-К	?
Западный пояс Ньюфаундленда;	ГЦ(ЛЦ)	Н-Тi	(В)	А1-П	
Каньон Маунтин; Кото (Замбалес)					

Зарождающиеся островодужные системы (спрединг над зоной субдукции)

Троодос; Оман; Халкидидки; Елистратовский; Кулл-Ганкувалл; Акойе (Замбалес);	ЗОД(СОХ)	Н-Тi	(А),Б,	А1-К	Твердые растворы 5-20%;Pt-Fe -редко; халькогениды преобладают
Тиебаги; Джозефин; Кемпирсай, Хабарни-ский; Войхаро-Сыншинский; Тетфорд	ГЦ(ЛЦ)	(КН-Тi)	В, (Г)	Cr-М	

Островодужные системы на более развитых стадиях (рифтинг дуг и преддугья)

а) в составе перидотитового комплекса сохраняются менее истощенные респиты

Дуриноо; Шориа; Джил-Сатанахский;	ЗОД,РОД	Н-Тi	Б,В,	Cr-П	Твердые растворы ~ 40%; халькогениды - до 60%
Сев.Тибет; Папуа; Бетс Ков	ГЦ	КН-Тi	(Г)		

б) мантийный комплекс предельно истощен

Красногорский, Чирнайский; Ду Энд;	РОД	КН-Тi	В,Г	Fe-К	Твердые растворы 25-80%; Pt-Fe - до 40%; халькогениды - менее 50%
Пол Коррал (Калифорния); Наранский	Д-ГЦ			Cr-П	

Примечание. При составлении таблицы использованы сводки /26,74,114,128,189/, данные других исследователей. Состав хромитов и их позиция в мантийно-коровом разрезе: Cr - высокохромистые; Al - глиноземистые; Fe - железистые; Cr, Ni - хрсм-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): Твердые растворы - минералы систем Os-Ir-Ru Fe-Ru-Os; халькогениды - лаурит-эрдикманит, другие сульфиды, арсениды. Другие обозначения см. в табл.3.

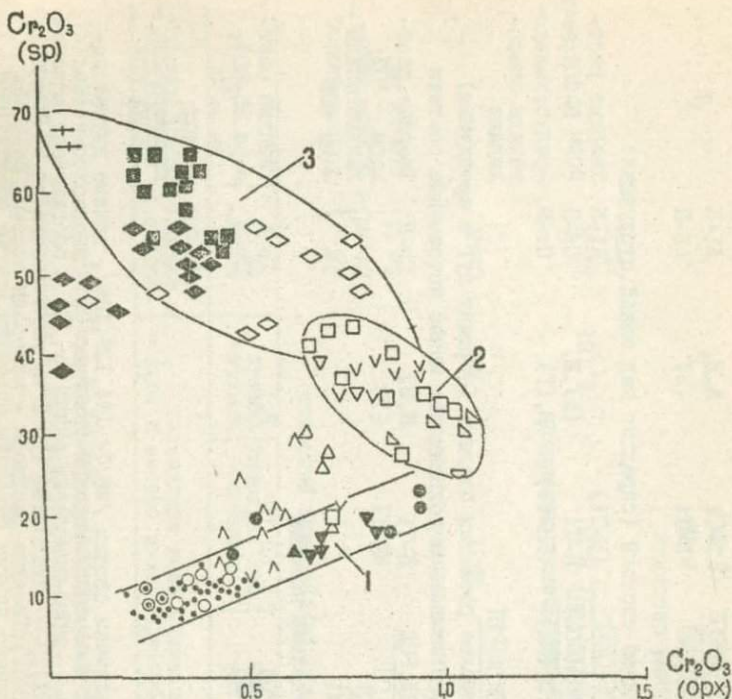


Рис.8. Распределение  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (мас.%) между сосуществующими хромшпинелидами и ортопироксенами перидотитов в различных геодинамических обстановках. Цифрами обозначены поля составов: 1 - внутриплитных, границ скольжения, СОХ с крайне малой величиной спрединга; 2 - СОХ с умеренными и высокими величинами спрединга; 3 - островных дуг. Точки - глубинные ксенолиты в базальтах Монголии и Байкальской рифтовой зоны. Остальные усл. обозначения см. на рис.2

Характер распределения хрома меняется в перидотитовых комплексах СОХ-типа со средними и высокими значениями спрединга, особенно в участках наложения на них внутриплитного магматизма (например, Срединно-Атлантический хребет в районе  $43^\circ$  с.ш.). В этих обстановках дальнейший рост хромистости шпинели происходит на фоне падения содержаний хрома в сосуществующем пироксене. Еще более резко выражена эта тенденция в комплексах фундамента островных дуг, достигая крайнего выражения в наиболее истощенных гарцбургитах развитых островных дуг (массивы Красногорский, Восточного Папуа).

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 /135/. Последнее обстоятельство способствует истощению перидотита пироксеном и вообще магнофильными 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 (акцессорных и рудных) островодужных гарцбургитовых комплексов, среди которых главную роль играют водные силикаты /23,160/. Интерпретация данных указанных исследователей позволяет считать, что рассматриваемые процессы типичны для перидотитовых комплексов, сформировавшихся в ЗОД (Троодос, Оман), РОД (Ду Эрд, Красногорский, Чирнайский), 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 и отсутствуют в ксеноморфных акцессориях, типичных для перидотитов с прототрангулярными и порфирокластическими структурами /24/.

Процессы преобразования перидотитов в супрасубдукционных обстановках, приводящие к истощению пород 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 /60,68, а также неопубликованные данные/ свидетельствуют о выносе этих металлов в шлаках при истощении перидотитов в островодужных ГДО. 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 включают в себя  $(6-12) \cdot 10^{-7}\%$  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  $1,07 \cdot 10^{-4}\%$  /39/. Приведенные оценки не противоречат изложенным в литера-

туре сведениям по содержанию золота в гардбургитах и лерцолитах Новой Каледонии, массивов Джозефин, Трэдос, Тетфорд, данным по германию в шпинелевых лерцолитах глубинных включений. К. Дюпуи и др. /136/ 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 ГДО островодужных ансамблей, выраженная в истощении массы пород халькофильными элементами (Au, Ag, Ge, Cu, Pd) и перераспределении хрома из силикатной формы в окиснорудные концентрации. Эти процессы начинаются в окраинных бассейнах (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 и эволюцию состава и структурной позиции рудной минерализации альпинотипных ультрамафитов, особенности которой (эволюции) намечены в работах М. Лебланка и Э. Ф. Вислетта /168/, М. Охненштеттера /189, 190/, А. А. Маракушева /56/, Ф. Ванга /211/. Одна из моделей такой эволюции показана в табл. 4, 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, Бони-Бушера). В составе минералов платиновой группы (МПГ) преобладают сульфиды. По данным А. Феррарио и Г. Гарути /141/, во всех сульфидных фазах, содержащих платиноиды, отмечаются повышенные количества Cu, Ag, Pd, что связывается со щелочным составом флюидной фазы. Перидотитовые комплексы внутриконтинентальных бассейнов слабохромитоносны. Небольшие концентрации глиноземистых руд локализованы в дунитах и в дунит-пироксенитовых сериях (Усть-Бельский массив) /86/, хромистых руд — в плагиоклазовых лерцолитах (массив Колло, формировавшийся, согласно М. Лебланку и А. Темагулу /167/, при небольшой степени спрединга в зарождающейся океанической котловине). Глиноземистый и переходный состав руд при значительно больших масштабах оруденения характерен для перидотитовых комплек-

еов окраинных бассейнов (Каньон Маунтин, Кото). Высокохромистые руды, содержащие более 45%  $Cr_2O_3$ , типичны для перидотитового фундамента супрасубдукционной литосферы. 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 /181/. Характерно повышение хромистости руд в наиболее истощенных дунит-гарцбургитовых комплексах, остаточных после выплавления крайне низкотитанистых магм, включая и бонинитоидные. Примечательной особенностью последних является развитие в кумулятивных пироксенит-дунит-гарцбургитовых сериях высокожелезистых (низкохромистых, низкоглиноземистых) руд (Красногорский массив Коряжского нагорья, по данным В.Г.Силкина, Т.А.Смирновой, В.Е.Стерлиговой).

Минералы платиновой группы (МПГ) распространены преимущественно в хромититах супрасубдукционных офиолитовых ассоциаций. Они образуют включения в октаэдрических акцессорных (в дунитах) и рудных хромитах, а также интерстициальные выделения в хромититах. В акцессорных хромшпинелидах гарцбургитов и лерцолитов МПГ не обнаружены /24,25,111/. 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.Ог /111/ 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 на себя внимание менее истощенный состав перидотитов Тиебаги (плагноклазовые и шпинелевые лерцолиты, диоксидовые гарцбургиты). Платиновая минерализация в хромититах слабоистощенного лерцолитового комплекса Тамватней изучена Г.Г.Дмитренко, С.А.Палавдяном, А.Г.Мочаловым /28/; 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, Дездефин, Кемпирсай, Вуринос, Красногорском, Чирнайском, Псл Коралл, Наранском /25,26,111,129,180,207/ позволяет наметить важную роль измене-

ния геодинамических обстановок формирования офиолитов в системе задуговой бассейн - дуга - желоб в вариациях комплексов МПГ. Так, наблюдается корреляция между составами МПГ и магматическими сериями офиолитов, в ассоциации с которыми развиты хромитовые ультрамафиты. Для офиолитов незрелых островных дуг и задуговых бассейнов (Елистратовский, по единичным данным и Кузильский массивы в Корякском нагорье, а также Тиебаги, Кемпирсай) с широким распространением высоко- и умеренно титанистых вулканитов характерно преобладание в составе МПГ халькогенидов (главным образом сульфидов) Ru, Os, Ir при незначительном развитии твердых растворов и интерметаллидов (до 10%). В мантийных комплексах тех незрелых дуг, вулканические серии которых, кроме низкотитанистых толеитов, содержат горизонты крайне низкотитанистых базальтов и переходных бонинитоидов (Тамватней, Вуринос, Дзозефин), заметно возрастает роль твердых растворов и интерметаллидов платиноидов, независимо от состава вмещающих перидотитов (до 25% в Тамватнее, до 40% в Вуриносе) при преобладании лаурита и других сульфидов. Наконец, в дунит-гарцбургитовых комплексах крайне низкотитанистых офиолитов (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 рудобразующей системы серой обусловлена обстановками формирования офиолитов и варьирует в зависимости от состава магматических выливов, интенсивности процессов истощения перидотитовых комплексов. Нарастающая потеря последними серы и увеличивающееся количество твердых растворов платиноидов в составе МПГ обуславливают россыпеобразующий потенциал тех массивов, ультрамафиты и хромититы которых формировались при развитии крайне низкотитанистого магматизма, в том числе бонинитоидных вулканических и плутонических серий. Как показано А.Г. Мочаловым и Г.Т. Дмитренко /59/, по фазовому составу платиноидов к россыпным проявлениям рутениридоксинового типа (наиболее значительным по концентрации МПГ) более всего близок комплекс МПГ Красногорского массива. Наоборот, лерцолитовый Тамватнейский массив по составу МПГ отличается 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 /24/.

Дискутируемая на протяжении многих десятилетий проблема генезиса хромитового оруденения в альпийских 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 /189/. Развитие этого подхода может способствовать решению вопросов металлогенической специализации перидотитовых комплексов, региональному металлогеническому анализу складчатых областей эвгеосинклинального типа. В обзорных работах М.Лебланка, Т.А.Смирновой, Т.П.Тайера показано, что в альпийских 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 хромитовосности офиолитов (см.табл.4) демонстрирует определенную связь между петрохимическими типами перидотитов, составом и положением в разрезе хромитов, минерализацией платиноидов, химическими и петрографическими особенностями магматических пород. С изменением ГДО формирования мантийных комплексов меняется и состав хромитов, имеющих одинаковую позицию в разрезе. Так, в крайне истощенном дунит-гарцбургитовом комплексе Красногорского массива оруденение, локализованное в дунитовом горизонте, подстилающем кумуляты, представлено наиболее высокохромистой минерализацией. Однако в комплексах с высоким потенциалом хромитового оруденения, сформировавшимся в междутоковых 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 /168/. К последнему типу массивов относится и уникальный по своей хромитовосности Кемпирсайский, в котором, по данным Т.А.Смирновой и др. (1982 г.), главное Кано-Кемпирсайское рудное поле характеризуется высокохромистым составом руд, а другие участки перидотитового комплекса, а также верхних (троктолитовых) горизонтов массива — высокоглиноземистыми и железистыми рудами. По-видимому, важное значение для формирования и концентрации хромитовой минерализации имеет динамика пластического течения ультрамафитов верхней мантии. Дифференцированные структуры особенно

благоприятны для локализации умеренно- и высокохромистой минерализации, зоны горизонтального течения — для глиноземистого хромитового минералообразования /I88, I89, 2II/. Исследователи хромитового оруденения Новой Каледонии /I66/ 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 учитывают важные особенности геологического строения и вещественного состава подформных 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 концепций генезиса подформного 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 /III, I65/.

2. Флюидно-метаморфическое и метасоматическое формирование хромитовых рудных тел и их дунитовых оболочек /20, 56, 87, 103, 160/.

Между указанными интерпретациями нет принципиальных противоречий, и их синтез может успешно объяснить большинство особенностей строения и состава подформных рудных тел. Представляется, что теория генезиса этих образований должна содержать следующие основные положения: 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 мантийным перидотитом обеспечивает образование флюидно-расплавной рудообразующей системы, на порядок и более обогащенной хромом, платиносидами, а также натрием, алюминием, кальцием по сравнению с рудовмещающими перидотитами верхних горизонтов мантийного комплекса. Согласно З.Йохану и М.Охненштет-

теру /Г61/, 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, фиксируемой наличием  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  во флюидных включениях.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По особенностям химического состава осуществляющих минералов (орто- и клинопироксенов, хромовых шпинелей) мантийные (реститовые) перидотиты подразделены на пять основных типов: внутриллитные, границ скольжения, пассивных окраин океанов, 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 показывают, что в складчатые области включены мантийные перидотиты, формировавшиеся как в островодужных структурах, так и в малых океанических бассейнах (окраинных, внутриконтинентальных), а также в зонах крупных трансформных разломов.

2. Впервые выделен петрохимический тип перидотитов границ скольжения на примере зон трансформных разломов дуга-хребет (Оуэн), дуга-дуга (Кайман). Перидотиты ГС характеризуются особенностями состава минералов, промежуточными между ВП- и СОХ-типами. Очевидна слабая степень частичного плавления пород ( $X_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} \sim 0,15-0,25$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3_{\text{орх}} \sim 4,1-5,6\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3_{\text{срх}} \sim 5,8-6,5\%$ ), однако при этом характерно обеднение клинопироксена натрием.

( $\text{Na}_2\text{O} \sim 0,09-0,5\%$ ) по сравнению с перидотитами ВП и ПО типов. Выделение перидотитов границ скольжения позволяет объяснить причину присутствия некоторых слабоистощенных существенно лерцолитовых массивов (например, Тамватнейского в Корьякском 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 гарцбургитов COX- и 30D-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 позднепалеозойских — раннемезозойских и позднюрских — меловых офиолитов Тихоокеанского пояса. К этим же возрастным группам офиолитов приурочены крайне истощенные дунит-гарцбургитовые комплексы супрасубдукционных обстановок (отдельные массивы Корьякского нагорья, Папуа, Новой Каледонии, Калифорнии). Наряду с этим в строении палеозойских офиолитовых ассоциаций северной части Тихоокеанского пояса участвуют слабоистощенные лерцолитовые комплексы типа ПО (массивы Эльденур, Усть-Бельский Корьякского нагорья, Канути в поясе Юкон-Кузкук Аляски). Состав этих перидотитов может отражать формирование в палеозое в пределах северного обрамления Палеопацифики пассивных океанических окраин, в связи с раскрытием внутриконтинентальных бассейнов.

4. По составу сосуществующих минералов гарцбургиты Малого Кавказа относятся к образованиям энзиматических островных дуг. Таковы же особенности состава гарцбургитов Северного Тибета, массива Вуринос в Греции. Принадлежность указанных перидотитовых комплексов к супрасубдукционному типу приводит к выводу о том, что истощенные гарцбургитовые тела, обнаженные в повных зонах межконтинентальных складчатых областей, формировались не в рифтогенных бассейнах Красноморского типа, как это иногда постулируется, а в энзиматических островных дугах. Это согласуется с ранее опубликованными данными по петрологии и геохимии офиолитов Малого Кавказа, Тибета, Вуриноса. Указанные офиолиты,

в состав которых входят наиболее истощенные гарцбургитовые комплексы Средиземноморского пояса, образовались во внутриокеанических островодужных структурах северной периферии Тетиса, обрамляющих в юрское время активную континентальную окраину Евразии. В противоположность этому перидотитовые комплексы офиолитов Перигондизанских бассейнов того же Средиземноморского пояса представлены менее истощенными гарцбургитами и лерцолитами, относящимися 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 НЭС-типу, проявлены также фракционированием рудных элементов — некоторым обеднением рудитов 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 минерогеническую специализацию перидотитовых комплексов и определяет их россыпеобразующий потенциал. Истощение пироксенов хромом и его постепенное накопление в шпинелях начинается в перидотитах СОХ-типа (зоны спрединга в океанических и задуговых бассейнах), однако наиболее интенсивно процесс проявлен в перидотитах островодужных ГДО.

### Л и т е р а т у р а

1. Агамалян В.А. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1987. Т.40, № 2. С.13-24.

2. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122с.

3. Александров А.А., Богданов Н.А., Бялбжеский С.Г., Марков М.С., Тильман С.М., Хаин В.Е., Чехов А.Ц. Новые данные по тектонике Корякского нагорья // Гестектоника. 1975. № 5. С.60-72.

4. Арутюнян Г.С. Геолого-петрологические особенности гипербазитовых ассоциаций северо-западной части Севанского хребта. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1974. 23с.

5. Белевцев Р.Я., Говоров И.Н., Качанов Н.Н. и др. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Киев: ИГиН АН УССР, 1979. 66с.

6. Белевцев Р.Я., Шербаков И.Б., Слипченко В.В. Ультраосновные и основные породы// Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. Киев: Наук.Думка, 1984. С.63-70.
7. Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. Ч.1. 57с; Ч.2. 64с.
8. Белый В.Ф., Гельман М.Л. Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья// Мантийные кожнолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С.138-150.
9. Березнер О.С., Ставский А.П. Габбро-ультрабазитовые комплексы на севере Корякского нагорья (попытка геодинамической интерпретации)// Магматич. и метаморфич. комплексы Северо-Востока СССР и составление геоструктурной карты-50. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С.19-20.
10. Березнер О.С., Ставский А.П., Слободяков С.К. Раннемезозойская вулканогенно-осадочная ассоциация на севере Корякского нагорья// Изв.АН СССР. Сер.геол. 1990. № 3. С.31-42.
11. Бетехтин А.Г. Шоржинский хромитовый перидотитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка// Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1937. Т.1. С.7-152.
12. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Офиолиты Калифорнии и Орегона// Геотектоника. 1987. № 5. С.97-105.
13. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сузов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олоторской зоны// очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука. 1982. С.189-217.
14. Богудаева М.В., Матвеев В.Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР)// Тр.Всесоюз.НИИ золота и редких металлов (ВНИИ-1). Магадан, 1960. Вып.59. С.101-172.
15. Велинский В.В. Альпинотипные типербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264с.
16. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196с.
17. Высоцкий С.В. Минералогические критерии магматического генезиса ультрабазитов офиолитовых ассоциаций (на примере Восточной Камчатки)// Петрология магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С.134-156.

18. Гельман М.Л., Бычков Ю.М., Левин Б.С. Бониниты Корякского нагорья// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С.35-47.
19. Геология и петрология зон глубоководных желобов Запада Тихого океана. М.: Наука, 1991. 260с.
20. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404с.
21. Горелова Н.Н. Петрологическая модель геодинамической обстановки становления Кузьмского ультрабазитового массива// Тектоника и минерогения Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1990. С.55-58.
22. Григорьев В.Н. Эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа// Осадкообразование и вулканизм в геосинклиналих бассейнах. М.: Наука, 1979. С.60-81.
23. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиновых минералах и хромшпинелидах из ультрамафитов// ДАН СССР. 1989. Т.307, № 5. С.1207-1211.
24. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паландия С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 93 с.
25. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паландия С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпийских ультрамафитов Корякского нагорья. Часть I. Породообразующие минералы. Часть 2. Минералы платиновых элементов. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 66с; 60с.
26. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паландия С.А., Леснов Ф.П., Симонов В.А., Смирнова Т.А. Особенности состава минералов платиноидов в зависимости от геодинамических обстановок формирования офиолитовых ассоциаций// Геохимия и критерии рудоносности базитов и гипербазитов складчатых областей. Иркутск, 1990. С.53-58.
27. Дмитренко Г.Г., Паландия С.А. О петрохимических критериях серпентинизации альпийских ультрамафитов// Геохимия. 1988. № 9. С.1249-1259.
28. Дмитренко Г.Г., Паландия С.А., Мочалов А.Г. Минералы элементов платиновой группы в лерцолитовом массиве Тамватней, Корякское нагорье// ДАН СССР. 1990. Т.314, № 3. С.702-705.
29. Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов// Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973. С.101-111.

30. Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии// Геохимия. 1972. №10. С. 1155-67.
31. Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. Петрохимические типы перидотитов мантии// Геохимия. 1976. №8. С. 1160-1166.
32. Добрецов Н.Л. Глаукофан-сланцевые и амлогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429с.
33. Добрежинская Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288с.
34. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 182с.
35. Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Бибикова Е.В., Силантьев С.А., Злобин С.К., Грачева Т.В., Макаров С.А., Колесов Т.М. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз. Севан// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 17-30.
36. Злобин С.К., Ставский А.П., Березнер О.С., Минин Д.А. Геохимические особенности магматизма Майнишской палеостроводужной системы (Корякское нагорье)// Геохимия. 1989. №1. С. 113-124.
37. Зоненшайн Л.П. Современная геодинамическая обстановка// Океанология. Геофизика океана. Т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 320-326.
38. Казарян Г.А. Геодинамические условия и закономерности развития вулканизма внутрилитных офиолитовых зон (на примере Закавказья)// X Всесоюз. литологич. совещ. Тез. докл. Ереван, 1988. С. 19-20.
39. Карапетян А.И., Паланджян С.А. Германий в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта// Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1966. Т.19, № 5. С. 83-89.
40. Книппер А.Л., Рикун Л.-Э., Деркур Ж. Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океана Тетис// История океана Тетис. М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1987. С. 94-104.
41. Книппер А.Л., Савельева Г.Н. Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития// Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С. 168-181.
42. Колясников В.А., Красный Л.Л. О тектонической позиции массива ультрабазитов г. Длинной (северо-западная Камчатка)// Гестектоника. 1981. № 1. С. 121-125.
43. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168с.

44. Куренцова Н.А. Минералого-геохимические корреляции базальтов и гипербазитов рифтовых зон Индийского и Атлантического океанов. Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1979.
45. Кузьмский офиолитовый террейн / Под ред. Соколова С.Д., Ханчука А.И. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108с.
46. Лазько Е.Е. Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов офиолитов (на примере Войкар-Сыннинского массива на Полярном Урале)// Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С.3-80.
47. Лазько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларифон (центральная часть Тихого океана)// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1985. № 12. С.28-42.
48. Лазько Е.Е. Ультрабазиты офиолитовой ассоциации// Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С.8-96.
49. Лазько Е.Е. Ультрабазиты глубоководных желобов// Там же. С.298-306.
50. Лазько Е.Е., Каминцев Г.Л., Муравицкая Г.Н. Перидотиты разлома Хизена (юго-восточная часть Тихого океана)// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1984. № 3. С.42-53.
51. Лазько Е.Е., Шарков Е.В. Ультрабазиты окраинных морей// Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С.292-296.
52. Лазько Е.Е., Шарков Е.В., Марковский Б.А. Проблемы генезиса ультрабазитов// Там же. С.442-486.
53. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия)// Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: ИГТ СО АН СССР, 1982. Вып.1. С.58-95.
54. Лутц Б.Г. Петрохимия и геохимия офиолитового комплекса Папуа Новой Гвинеи// Тихоокеан. геол. 1986. № 1. С.14-21.
55. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223с.
56. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293с.
57. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья// Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.30-70.
58. Михайлов А.Ф. Ультраосновные интрузии Охотской складчатой области// Геология СССР.М.: Недра.1970. Т.30. С.200-207.

59. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов// Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С.144-167.

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

61. Павлов Н.В., Григорьева И.Н., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей// Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С.5-78.

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

✓ 63. Паланджян С.А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста// Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1975. Т.28, № 5. С.14-27.

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

65. Паланджян С.А., Говоров И.Н., Тарарин И.А., Васильев Б.И., Коновалов Ю.И. Перидотиты Идзу-Бонинского глубоководного желоба// ДАН СССР, 1990. Т.311, № 6. С.1434-1439.

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

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

68. Паланджян С.А., Разин Л.В. Распределение золота в альпинотипных массивах ультраосновных и основных пород Севанского хребта// Изв.АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1974. Т.27, № 3. С.25-37.

69. Паланджян С.А., Сатян М.А., Степанян Э.О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа// Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1977. Т.30, № 1. С.25-21.

70. Цейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1934. 102с.

71. Пейве А.А. Гипербазиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)// Тихоокеан.геол. 1937. № 2. С.41-46.
72. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200с.
73. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320с.
74. Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С.Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции//Геология окраинных Сассейнов. М.: Мир, 1987. С.134-165.
75. Полюко В.А., Михалев Ю.А. Химический состав и стронциевая изотопия базитов из офиолитов Ягельной зоны (Корякское нагорье)// Тихоокеан.геол. 1984. № 1. С.47-52.
76. Руденцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.В., Бялбжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей// Геотектоника. 1977. № 5. С.95-113.
77. Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли. 27-е чтение им.В.И.Вернадского. М.: Наука, 1988. 37с.
78. Савельев А.А. Уромытн Войкар-Сыбынского массива// Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С.63-77. (Тр. ИГТ УНЦ АН СССР; Вып.127).
79. Савельева Г.Н. Структура и петрология офиолитов Войкаро-Сыбынского массива// Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. С.26-52.
80. Савельева Г.Н. Эволюция минеральных парагенезисов в ультраосновных породах океанического дна// Геохимия.1984.№5. С.691-704.
81. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246с.
82. Савельева Г.Н. Неоднородность верхней мантии в составах ультрабазитов офиолитов континентов и океанов// Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. С.19-27.
83. Савельева Г.Н., Карпова Г.В., Степанов С.С. Минеральные парагенезисы гарцбургитов юго-восточной части Кемпирсайского массива на Пенном Урале// Изв. АН СССР. Сер.геол. 1989. № 1. С.34-41.
84. Сатян М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса// Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1984. 196с.

85. Сваричевский А.С., Ханчук А.И. Морфоструктура воглоины Паресе-Вела (Филиппинское море)// Тихоокеан.геол. 1990. № 3. С.31-36.
86. Смирнова Т.А. Хроминосность ультрабазитов Чукотки// Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М.: ВИМС, 1974. С.176-185.
87. Смирнова Т.А. Формации хромитовых месторождений// Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977. Т.2. С.3-42.
88. Соболев А.В., Цмерян О.П., Дмитриев Л.В., Кононкова Н.Н. К петрологии ультраосновных пород офиолитового массива Троодос, о.Кипр// XIV семинар "Геохимия и физико-химическая петрология магматизма": Тез.докл. М., 1983. С.204-205.
89. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. Автореф. дис.... докт.геол.-минерал.наук М.: Геол. ин-т АН СССР, 1988. 48с.
90. Ставский А.П., Березнер О.С., Сафонов В.Г., Злобин С.К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья// Тихоокеан.геол. 1989. № 3. С.72-80.
91. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.Л. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит// Геотектоника. 1988. № 6. С.32-42.
92. Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР)// ДАН СССР. 1987. Т.292, № 5. С.1220-1222.
93. Тильман С.М., Белообеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы// Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.5-30.
94. Турков В.А., Поляков А.И., Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д., Колесов Г.М., Щубина Н.А., Игнатенко К.И. Геохимические особенности состава верхней мантии Байкальской рифтовой зоны (на примере хребта Удокан) по данным исследования нодулей// Геохимия. 1989. № 4. С.499-507.
95. Федорчук А.В., Пейве А.А., Гулько Н.И., Савичев А.Т. Петрогеохимические типы базальтов офиолитовой ассоциации полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)// Геохимия. 1989. № 12. С.1710-1717.
96. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344с.

97. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононова Н.Н. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. №8. С. 1140-1153.

98. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70-105.

99. Чиков Б.М. Глубинные разломы Корякского нагорья // Геотектоника. 1967. № 6. С. 82-87.

100. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции земной коры и мантии. Автореф. дис... докт. геол.-минерал. наук М.: Геол. ин-т АН СССР, 1989. 43с.

101. Шейнманн Ю.М., Лутц Б.Г. Вещественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа // Геотектоника. 1974. № 4. С. 3-18.

102. Штейнберг Д.С. О классификации магматитов // М.: Наука, 1985. 160с.

103. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Хромитовые руды в альпинотипных гипербазитах - результат локальной метаморфической дифференциации // 27 МКГ. Секция 12: Тез. докл. М.: Наука, 1984, Т. 6. С. 298-299.

104. Шека С.А., Кулинич Р.Г., Выходский С.В., Сахно В.Г., Ханчук А.И., Съедин В.Т., Плетнев С.П. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // ДАН СССР. 1986. Т. 286, № 2. С. 417-421.

105. Шека С.А., Куренцова Н.А., Вольнец О.Н. Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов // Типоморфные особенности минералов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 5-41.

106. Ярошевский А.А., Хасан Г.А.Ф. Геохимическая структура Джил-Сатанахачского массива (интрузивный комплекс офиолитов Северной Армении) // Геохимия. 1984. № 5. С. 668-678.

107. Allegre C. J. Chemical geodynamics // Tectonophysics. 1982. V. 81. P. 109-132.

108. Arai Sh. Dunite-harzburgite-chromitite complex as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, W. Japan // J. Petrol. 1980. V. 21. Part 1. P. 141-165.

109. Arai Sh. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array // Neues Jahrbuch Mineral. Monatshefte. 1987. H. 2. P. 347-354.

110. Arai Sh., Fujii T. Petrology of ultramafic rocks from Site 395 // Init. Rep. DSDP. 1979. V. 45. Washington, D. C. P. 587-594.

111. Auge T. Platinum-group minerals in the Tiebagi and Vourinos ophiolitic complexes: genetic implications // Canad. Mineral. 1988. V. 26. No 1. P. 177-192.

112. Auge T., Roberts S. Petrology and geochemistry of some chromitiferous bodies within the Oman ophiolite // Ophioliti. 1982. V. 7. No 2/3. P. 133-154.

113. Bebiën J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in trans-current systems // Tethyan ophiolites. V. 2. Eastern Asia. Ophioliti. 1980. P. 129-198.
114. Beccaluva L., Di Girolamo P., Macciotta G., Morra V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ophioliti. 1983. V. 8. No 3. P. 307-324.
115. Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Petrology of lherzolitic rocks from the Northern Apennine ophiolites // Lithos. 1984. V. 17. No 4. P. 299-316.
116. Beccaluva L., Serri G. Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting // Tectonophysics. 1988. V. 146. No 1-4. P. 291-315.
117. Berry R.F. Petrology of the Hili Manu lherzolite, East Timor // J. Geol. Soc. Australia. 1981. V. 28. No 3/4. P. 453-469.
118. Bloomer S.H., Fisher R.L. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench - a non-accreting plate boundary // J. Geol. 1987. V. 95. No 4. P. 469-495.
119. Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite // The tectonic and geologic evolution of South-East Asian seas and islands. Amer. Geophys. Union. Pt. 2. Washington, D. C. 1983.
120. Boillot G., Grimaud S., Mauffret A. et al. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Banc // Earth Planet. Sci. Letters. 1980. V. 48. N1. P. 23-34.
121. Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth Planet. Sci. Letters. 1989. V. 91. N. 3-4. P. 297-311.
122. Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. No B1. P. 599-631.
123. Boudier F. Structure and petrology of the Lanzo massif (Piedmont Alps) // Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. V. 89. P. 1574-1591.
124. Boudier F., Nicolas A. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth Planet. Sci. Letters. 1985/86. V. 76. P. 84-92.
125. Brinkman R. Geology of Turkey. Stuttgart: Enke. 1976.
126. Brown M. Textural and geochemical evidence for the

origin of some chromite deposits in the Oman ophiolite // Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Sympos. Cyprus 1979. Nicosia, 1980. P. 714-721.

127. Casey J.F., Dewey J.F. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centres - implications for ophiolitic geology and obduction // Ophiolites and oceanic lithosphere. Geol. Soc. London Spec. Publ. No 13. 1984. P. 269-290.

128. Church W.R., Riccio L. Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification // Canad. J. Earth. Sci. 1977. V. 14. No 5. P. 1156-1165.

129. Constantinides C.C., Kingston G.A., Fisher F.C. The occurrence of platinum-group minerals in the chromitites of the Kokkinorotsos chrome mine, Cyprus // Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Sympos. Cyprus 1979. Nicosia: 1980. P. 93-101.

130. Dallwitz W.B., Green D.H., Thompson J.E. Clinoenstatite in a volcanic rocks from the Cape Vogel area, Papua // J. Petrol. 1966. V. 7. P. 375-403.

131. Desmons J., Radelli L. Arcs and H-P metamorphism of ophiolites on the example of the Western Alps // Ophioliti. 1989. V. 14. No 3. P. 101-118.

132. Dick H.J.B. Partial melting in the Josephine peridotite. 1. The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry // Amer. J. Sci. 1977. V. 277. No 7. P. 801-832.

133. Dick H.J.B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Public. No 42. 1989. P. 71-105.

134. Dick H.J.B., Bullen Th. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. No 1. P. 54-76.

135. Dick H.J.B., Fisher R.L. Mineralogical studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites // Kimberlites. II. The mantle and crust-mantle relationships. *Develop. Petrology* 11B. Elsevier: Amsterdam e. a. 1984. P. 295-308.

136. Dupuy C., Dostal J., Leblanc M. Distribution of Cu and Au in ophiolites from New Caledonia // Canad. Mineral. 1981. V. 19.

Pt. 2. P. 225-232.

137. England R.N., Davies H.L. Mineralogy of ultramafic cumulates and tectonites from Eastern Papua // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1973. V. 17. P. 416-425.
138. Ernst W.G. Petrochemical study of lherzolitic rocks from the Western Alps // *J. Petrol.* 1978. V. 19. No 3. P. 341-392.
139. Ernst W.G., Piccardo G.B. Petrogenesis of some Ligurian peridotites. I. Mineral and bulk-rock chemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1979. V. 43. P. 219-237.
140. Evans C., Hawkins J.W., Jr. Compositional heterogeneities in upper mantle peridotite from the Zambales range ophiolite, Luzon, Philippines // *Tectonophysics*. 1989. V. 168. No 1-3. P. 23-41.
141. Ferrario A., Garuti G. Platinum-group mineral inclusions in chromitites of the Finero mafic-ultramafic complex (Ivrea zone, Italy) // *Miner. and Petrol.* 1990. V. 41. No 2-4. P. 125-143.
142. Gerlach D.C., Ave Lallemand H.G., Leeman W.P. An island arc origin for the Canyon Mountain ophiolite complex, Eastern Oregon, U.S.A. // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1981. V. 53. No 2. P. 255-265.
143. Girardeau J., Mercier J.-C.C. Petrology and texture of the ultramafic rocks of the Xigaze ophiolite (Tibet): constraints for mantle structure beneath slow-spreading ridges // *Tectonophysics*. 1988. V. 147. No 1/2. P. 33-58.
144. Girardeau J., Mercier J.-C.C., Tang Youking. Petrology of the Donqiao-Xainza ophiolite (North Tibet, China): evidence for the its formation in a supra-subduction zone environment // *Ofioliti*. 1986, V. 11. No 3. P. 235-262.
145. Göpel C., Allegre C.J., Xu Rong-Hua. Lead isotopic study of the Xigaze ophiolite (Tibet): the problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas) and tectonites (harzburgites) // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1984. V. 69. No 2. P. 301-310.
146. Govorov I.N., Tararin I.A., Chudaev O.V. Ophiolites complexes of deep-sea trenches of the Western Pacific // *Ofioliti*. 1989. V. 14. No 3. P. 119-133.
147. Green D.H., Hibberson W.O., Jaques A.L. Petrogenesis of Mid-Ocean ridge basalts // McElhni, ed. *The Earth: its origin, structure and evolution*. London: Acad. Press. 1979. P. 165-299.
148. Greenbaum D. The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 1175-1193.

149. Hamlyn P.R., Bonatti E. Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, Northeast Indian ocean: Implications from the nature of the oceanic upper mantle // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1980. V. 48. No1. P. 65-79.
150. Harper G.D. Tectonic setting of the Josephine ophiolite, California and Oregon (USA) // *Ophioliti*. 1985. V. 10. N 2/3. P. 307-316.
151. Harper G.D. Episodic magma chambers and anagmatic extension in the Josephine ophiolite // *Geology*. 1988. V. 16. N 9. P. 831-834.
152. Hebert R., Bideau D., Hekinian R. Ultramafic and mafic rocks from the Garret transform fault near 13°30'S on the East Pacific Rise: Igneous petrology // *Earth Planet. Planet. Sci. Letters*. 1983. V. 55. No1. P. 107-125.
153. Himmelberg G.R., Coleman R.G. Chemistry of primary minerals and rocks from the Red Mountain - Del Puerto ultramafic mass, California // *US Geol. Surv. Prof. Paper*. 1968. 600-C. P. 18-26.
154. Himmelberg G.R., Loney R.A. Petrology of the Vulcan Peac alpine-type peridotite, southwestern Oregon // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1973. V. 84. No5. P. 1585-1600.
155. Himmelberg G.R., Loney R.A. Petrology of ultramafic and gabbroic rocks of the Canyon Mountain ophiolite, Oregon // *Amer. J. Sci.* 1980. V. 280A. Pt. 1. P. 232-268.
156. Irvin V.P. Ophiolitic terranes of California, Oregon, and Nevada // *North American ophiolites*. Oregon Deptm. Geol. Miner. Industr. Bull. 95. 1977. P. 75-92.
157. Ishiwatary A. Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a mesozoic transcurrent rift zone // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1985/86. V. 76. P. 93-108.
158. Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Proc. Lunar and Planet. Sci. Confer.* 1979. V. 10. P. 2031-2050.
159. Jaques A.L., Chappel B.W. Petrology and trace element geochemistry of the Papuan ultramafic belt // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 75. No1. P. 55-70.
160. Johan Z. Genesis of chromite deposits in the "Massif du Sud" ophiolite complex, New Caledonia: example of a high-temperature, fluid-rich, ore-forming system // *27th Intern. Geol. Congr. Abstr. Vol. VI. Section 12*. Moscow: Nauka, 1984. P. 146-147.
161. Johan Z., Ohnenstetter M. Comprehensive model for genesis

of chromite deposits within ophiolite upper mantle //28th Intern. Geol. Congr. Washington, D. C., USA. Abstr. Pt. 2, 1989. P. 130.

162. Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites //J. Geophys. Res. 1990. V. 95. NoB3. P. 2661-2678.

163. Juteau Th., Cannat M., Berger E. Residual peridotites from the M.A.R. median valley, ODP Site 670A (21°10'N, 45°02'W, Leg 109): microstructures, primary mineralogy and geothermometry// Geochronique. 1989. No30. P. 54-55.

164. Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: A possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle //Earth Planet. Sci. Letters. 1981. V. 53. P. 241-254.

165. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: A genetic model //J. Petrol. 1982. V. 23. Part 1. P. 103-125.

166. Leblanc M., Dupuy C., Cassard D. et al. Essai sur la genese des corps podiformes de chromite dans les peridotites ophiolitiques: etude des chromites de Nouvelle-Caledonie et comparaison avec celles de Mediterranee orientale //Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Sympos. Cyprus 1979. Nicosia: 1980. P. 691-701.

167. Leblanc M., Temagout A. Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria): evidence of oceanic-type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine belt //Lithos. 1989. V. 23. No3. P. 153-162.

168. Leblanc M., Violette J.-F. Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites //Econ. Geol. 1983. V. 78. P. 293-301.

169. Lockwood J.P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite //Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. V. 82. P. 919-936.

170. Loney R.A., Himmelberg G.R. The Kanuti ophiolite, Alaska// J. Geophys. Res. 1969. V. 94. NoB11. P. 15869-15900.

171. Loney R.A., Himmelberg G.R., Coleman R.G. Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, USA //J. Petrol. 1971. V. 12. Part 2. P. 245-309.

172. Maaloe S., Aoki K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 161-173.

173. Macdonald K.C., Holcombe T.L. Inversion of magnetic anomalies and seafloor spreading in the Cayman Trough //Earth Planet.

Sci. Letters. 1978. V. 40. N 3. P. 407-414.

174. Medaris L. G. High-pressure peridotites in Southwestern Oregon //Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. P. 41-58.

175. Menzies M. Mineralogy and partial melt textures within an ultramafic-mafic body, Greece //Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 42. No 4. P. 273-285.

176. Menzies M. A. Chemical and isotopic heterogeneities in orogenic and ophiolitic peridotites //Ophiolites and oceanic lithosphere. Geol. Soc. London. Spec. Public. No 13. 1984. P. 231-240.

177. Menzies M., Allen C. Plagioclase lherzolite - residual mantle relationships within two Eastern Mediterranean ophiolites//Contrib. Mineral. Petrol. 1974. V. 45. P. 197-213.

178. Michael P. J., Bonatti E. Peridotite composition from the N. Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting //Earth Planet. Sci. Letters. 1985. V. 73. P. 91-104.

179. Misseri M., Boudier F. Structures in the Canyon Mountain ophiolite indicate an island-arc intrusion //Tectonophysics. 1985. V. 120. No 3/4. P. 191-209.

180. Moring B. C., Page N. J., Oscarson R. L. Platinum-group element mineralogy of the Pole Corral podiform chromite deposits, Rattlesnake Creek terrane, Northern California //U. S. Geol. Surv. Circul. 1987. No 995. P. 48-49.

181. Moutte J. Chromite deposits of the Tiebagi ultramafic massif, New Caledonia //Econ. Geol. 1982. V. 77. P. 576-591.

182. Murton B. J. Tectonic controls on boninite genesis //Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Public. No 42. 1989. P. 347-377.

183. Nagata J., Goto A., Obata M. The parabolic pattern of chromium partitioning observed between pyroxenes and spinel from ultramafic rocks and its petrologic significance //Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 82. No 1. P. 42-51.

184. Nicholls I. A., Fergusson J., Jones H. et al. Ultramafic blocks from the ocean floor southwest of Australia //Earth Planet. Sci. Letters. 1981. V. 56. P. 362-374.

185. Nicolas A. A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites //J. Petrol. 1986. V. 27. Part 4. P. 999-1022.

186. Nicolas A., Dupuy C. Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites //Tectonophysics. 1984. V. 110. No 3/4. P. 177-187.

187. Nicolas A., Jackson E. D. Reparation en deux provinces des

- chaines alpines longeat la Mediterranee: implications geotectoniques //Bull. Suisse Mineral. Petrogr. 1972. V. 52. H. 3. P. 479-495.
188. Nicolas A., Violette J.F. Mantle flow at oceanic spreading centres: model derived from ophiolites //Tectonophysics. 1982. V. 81. P. 319-329.
189. Ohnenstetter M. Classification petrographique et structurale des ophiolites, echo de la dynamique des zones de transition croute-manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromite associes //C. R. Acad. Sci. Paris. 1985. T. 301. Serie II. No20. S. 1413-1418.
190. Ohnenstetter M. The origin of chromite deposits inferred from the petrologic and structural diversity of ophiolites //Ofioliti. 1987. V. 12. No1. P. 256.
191. Palandzhjan S.A. Ophiolite belts in the Koryak Upland, Northeast Asia //Tectonophysics. 1986. V. 127. No3/4. P. 341-360.
192. Pallister J.S., Hopson C.A. Smail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber //J. Geophys. Res. 1981. V. 86. NoB4. P. 2593-2644.
193. Palme H., Nickel K.G. Ca/Al ratio and composition of the Earth's upper mantle //Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 2123.
194. Patton W.W., Tailleuz I.L., Lanphere M.A. Preliminary report on the ophiolites of Northern and Western Alaska //North American ophiolites. Oregon Deptm. Geol. Miner. Industr. Bull. 95. 1977. P. 51-57.
195. Perfit M.R., Heezen B.C. The geology and evolution of the Cayman Trench //Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. V. 89. No8. P. 1155-1174.
196. Piccardo G.B. Petrologia del massiccio lherzolitico di Suvero(La Spezia) //Ofioliti. 1976. No1. P. 279-317.
197. Press S., Witt G., Seck H.A. et al. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia. I. Major element chemistry and mineralogy of a primitive mantle xenolith suite //Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. No12. P. 2587-2599.
198. Prinz M., Keil K., Green J.A. et al. Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones //J. Geophys. Res. 1976. V. 81. No23. P. 4087-4103.
199. Quick J.E. Petrology and petrogenesis of the Trinitite peridotite, an upper mantle diapir in the Eastern Klamat mountains, Northern California //J. Geophys. Res. 1981. V. 86. NoB12. P. 11837-11863.

200. Rassios A., Moores E.M., Green H.W. Magmatic structure and stratigraphy of the Vourinos ophiolite cumulate zone, Northern Greece // *Ophioliti*. 1983. V. 8. No 3. P. 377-410.

201. Reid J.B., Woods G.A. Oceanic mantle beneath the Southern Rio Grande rift // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1978. V. 41. P. 303-316.

202. Searly M.P., Stevens R.K. Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites // *Ophiolites and oceanic lithosphere*. Geol. Soc. London Spec. Publ. No 13. 1984. P. 303-320.

203. Shervais J.W. Thermal emplacement model for the alpine Iherzolite massif at Balmuccia, Italy // *J. Petrol.* 1979. V. 20. No 4. P. 795-820.

204. Shibata T., Thompson G.T. Peridotites from the Mid-Atlantic ridge at 43°N and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 93. No 2. P. 144-159.

205. Sinton J.M. Equilibrium history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand // *J. Petrol.* 1977. V. 18. Part 2. P. 218-246.

206. Sinton J.M. Petrology of (alpine-type) peridotites from Site 395, DSDP Leg 45 // *Init. Rep. DSDP*. 1979. V. 45. Washington, D. C. P. 595-601.

207. Stockman H.V., Hlava P.F. Platinum-group minerals in alpine chromitites from south-western Oregon // *Econ. Geol.* 1984. V. 79. P. 491-508.

208. Thy P., Moores E.M. Crustal accretion and tectonic setting of the Troodos ophiolite, Cyprus // *Tectonophysics*. 1988. V. 147. No 3/4. P. 221-245.

209. Tracy R.J. Petrology and genetic significance of an ultramafic xenoliths suite from Tahiti // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1980. V. 48. No 1. P. 80-96.

210. Vanko D.A., Batiza R. Gabbroic rocks from the Mathematican ridge failed rift // *Nature*. 1982. V. 300. No 5894. P. 742-744.

211. Wang F. Primary discussion on the genesis classification for alpine-type chromite // 28th Intern. Geol. Congr. Washington, D. C., USA. Abstr. V. 3 of 3. 1989. P. 322-323.

212. Yumul G.P. Petrological characterization of the residual-cumulate sequences of the Zambales ophiolite complex, Luzon, Philippines // *Ophioliti*. 1989. V. 14. No 3. P. 253-291.

213. Zakariadze G.S., Knipper A.L., Sobolev A.V., Tsamerian G.P. et al. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus // *Ophioliti*. 1983. V. 8. No 3. P. 439-466.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение I

Средние химические составы перидотитов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках (мас.%, безводные)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO <sub>2</sub>	46,20	45,47	45,20	44,99	44,50	44,41	44,95	43,90	43,60	45,09	44,40	44,94	45,16	44,64	45,30	43,64	44,32	44,86	45,48	45,10	45,05	45,46	44,96	45,31	45,08	44,60	44,98	44,85	43,47	43,57	43,08
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,20	0,14	0,20	0,11	0,08	0,15	0,04	0,02	0,12	0,13	0,15	0,15	0,04	0,18	0,02	0,10	0,17	0,01	0,04	0,11	0,17	0,10	0,10	0,19	0,05	0,10	0,03	0,01	0,04	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,75	3,99	3,54	4,37	3,54	3,72	3,88	1,40	0,02	0,12	2,38	3,29	2,95	2,20	3,84	0,65	1,81	4,09	0,88	1,87	1,82	3,67	2,38	2,28	3,98	0,84	0,31	0,33	0,47	0,74	0,82
FeO	7,70	7,78	8,48	7,92	8,16	8,09	8,67	7,50	8,20	8,40	8,38	8,60	7,81	8,27	8,30	7,83	8,57	7,89	8,06	8,65	8,90	8,64	8,71	8,82	7,88	8,50	8,86	8,27	8,14	8,47	8,41
MnO	0,13	-	0,13	-	0,12	0,08	0,14	0,11	0,14	0,16	0,17	0,10	0,13	-	0,17	-	0,10	0,14	0,10	0,16	0,14	0,14	0,19	0,18	0,18	0,24	0,12	0,14	0,15	0,14	0,13
MgO	35,50	38,58	38,10	37,92	39,17	39,47	38,26	45,90	45,20	41,23	42,06	39,37	40,90	42,38	38,53	46,36	43,02	38,48	44,21	43,34	42,21	38,39	43,08	41,79	39,17	45,60	44,68	45,20	45,72	46,35	46,97
CaO	4,36	3,52	3,21	3,57	3,62	3,26	3,10	0,95	1,13	1,32	1,37	2,53	2,39	1,85	2,81	0,50	1,01	3,29	0,23	0,25	1,14	2,66	0,41	1,28	3,30	0,10	0,25	0,56	0,77	0,35	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,33	0,34	0,26	0,35	0,39	0,34	-	0,02	0,23	0,27	0,35	0,12	0,05	0,30	0,01	0,30	0,32	0,11	0,20	0,25	0,44	0,17	0,24	0,22	0,26	0,23	0,13	0,01	0,05	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	-	0,38	-	0,43	0,54	0,36	0,58	0,22	-	0,44	-	0,36	0,49	0,35	0,53	-	0,51	0,25	0,40	0,39	0,43	-	-	-	0,36	0,48	0,47	0,39	-	0,39
F	11,0	10,3	11,2	10,5	10,6	10,4	11,2	8,5	9,4	10,4	10,2	11,0	9,8	9,9	11,0	8,7	10,2	10,5	9,4	10,1	10,6	11,3	10,2	10,6	10,1	9,5	10,0	9,3	9,2	9,4	9,1
RO/SiO <sub>2</sub>	1,36	1,47	1,47	1,46	1,53	1,53	1,49	1,71	1,72	1,54	1,58	1,51	1,53	1,59	1,47	1,74	1,62	1,48	1,60	1,58	1,58	1,47	1,58	1,55	1,49	1,67	1,65	1,68	1,70	1,75	1,78
P1	14,7	12,2	11,2	13,1	11,1	11,8	12,1	3,8	3,3	7,4	7,7	10,5	8,6	6,3	11,8	1,8	6,2	12,6	1,9	2,9	5,9	11,8	3,4	6,7	11,3	2,0	1,3	1,1	1,3	1,3	1,8
D1	19,8	16,0	14,9	15,9	16,5	15,3	14,9	3,7	4,6	6,8	7,2	12,3	10,2	7,6	13,0	2,0	6,0	15,0	1,6	2,3	6,1	13,3	2,7	6,6	14,4	1,9	2,0	2,6	3,1	1,5	1,7

Примечание. Внутриплитные (наименее истощенные шпинелевые перидотиты верхней мантии): 1 - "примитивная" верхняя мантия /193/; 2 - то же /158/; 3 - наименее истощенный перидотит /109/; 4 - состав примитивной мантии, на основании данных по перидотитовым ксенолитам в лавах вулкана Ша-вары-Царам, Монголия /77/; 5 - наименее истощенные лерцолиты из трубки Килбарн, Нью Мексико /201/; 6 - то же, в базальтах кратера Солт Лейк, Гавайи /201/; 7 - протогранулярные шпинелевые лерцолиты о-ва Забаргад, Красное море /122/. Абиссальные перидотиты в целом: 8 - по /147/; 9 - рассчитанный по модальному минеральному составу 50 образцов, с учетом плотности минералов /135/; 10 - среднее по 99 анализам серпентинизированных перидотитов дна современных океанов /204/. Лерцолиты и гарцбургиты дна океанов: 11 - шпинелевые лерцолиты /172/; 12 - лерцолиты /5/; 13 - лерцолиты Лигуриды (Сев.Апеннины, Италия), рассчитано по данным /139,196/; 14 - слабоистощенный перидотит Сев.Атлантики (реконструкция) /178/; 15 - слабоистощенные лерцолиты современных океанов /64/; 16 - наиболее тугоплавкий перидотит Сев.Атлантики (реконструкция) /178/; 17 - гарцбургиты /5/; 18 - лерцолиты скал Св.Петра, Центр. Атлантика, рассчитано по данным /198/; 19 - гарцбургиты зоны разлома 43° с.ш. Срединно-Атлантического хребта; рассчитано по данным /204/; 20-22 - перидотиты Атлантического океана; 20 - гарцбургиты; 21 - истощенные лерцолиты; 22 - слабоистощенные лерцолиты; 23-25 - перидотиты Индийского океана; 23 - гарцбургиты; 24 - истощенные лерцолиты; 25 - слабоистощенные лерцолиты. Островодужные: 26-28 - внутренние склоны глубоководных желобов Западе Тихого океана: 26 - Идзу-Бонинского; 27 - Марианского; 28 - Тонга (20-28 - рассчитаны автором по литературным данным); 29 - массив Троодос, Кипр /177/; 30,31 - крайне истощенные гарцбургиты мезозойской островной дуги на северо-западе Пацифики (Корякское нагорье): 30 - Красногорский массив; 31 - Чирьнайский массив (30,31 - из рукописной работы С.А.Палацкая и Г.Г.Дмитренко, 1983 г.). P1, D1 - нормативные (D1 рассчитан в "шпинелевой фации").

## Приложение 2

Некоторые параметры химического состава сосуществующих минералов реститовых перидотитов (не содержащих плагиоклаза, граната, амфибола), уравновешенных в различных геодинамических обстановках

№ п/п	Местонахождение	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас. %		X <sub>Cr</sub> <sup>Sp</sup>	Na Na+Cr Crх	Источ- ник
		Орх	Срх			
I	2	3	4	5	6	7
Внутриплитные обстановки*)						
Глубинные ксенолиты в щелочных базальтоидах						
Континентальные области						
I	Монголия, впадина Тариат	5,55	6,93	0,108	0,864	/197/
2	"	4,62	7,13	0,079	0,773	"
3	"	5,40	7,98	0,086	0,784	"
4	"	5,05	7,53	0,086	0,835	"
5	"	4,89	7,29	0,083	0,871	"
6	"	4,99	7,34	0,079	0,871	"
7	"	5,43	7,05	0,076	0,838	"
8	"	3,88	5,66	0,145	0,836	"
9	"	3,90	5,01	0,193	0,848	"
10	"	4,06	6,72	0,111	0,849	"
11	"	4,98	7,24	0,093	0,887	"
12	"	4,77	7,33	0,097	0,831	"
13	Байкальская рифтовая	4,90	7,41	0,084	0,876	/94/
14	зона	4,61	7,31	0,082	0,866	"
15	"	5,66	7,26	0,111	0,845	"
16	"	4,67	7,48	0,087	0,873	"
17	"	4,83	6,92	0,102	0,868	"
18	"	5,57	6,59	0,130	0,863	"
19	"	4,28	6,70	0,118	0,834	"
20	"	4,07	7,24	0,116	0,758	"
21	"	5,30	7,59	0,098	0,889	"
Океанические области						
22	о-в Таити, Тихий океан	5,36	5,82	0,126	0,793	/209/
23	"	5,41	6,65	0,139	0,800	"
24	"	5,55	7,05	0,102	0,812	"

\*) Только лерцолиты

1	2	3	4	5	6	7
25	о-в Таити, Тихий океан	5,16	6,15	0,125	0,780	"-
26	"-	5,49	7,61	0,089	0,830	"-
27	"-	5,03	6,66	0,138	0,804	"-
Перидотиты "корневой зоны"						
28	Западные Альпы, массив	4,20	6,86	0,100	0,821	/138/
29	Бальдиссеро	5,28	7,12	0,112	0,807	"-
30	"-	4,35	7,35	0,107	0,818	"-
31	"-	4,76	6,67	0,105	0,812	"-
32	"-	4,26	6,83	0,133	0,812	"-
33	"-	4,38	6,84	0,121	0,826	"-
34	Западные Альпы, Бальмучия	4,26	6,17	0,111	0,765	"-
35	"-	3,44	5,47	0,092	0,796	"-
36	"-	3,18	5,35	0,108	0,802	"-
37	"-	4,05	6,03	0,092	0,796	"-
38	"-	4,09	5,44	0,120	0,807	"-
39	"-	4,27	6,32	0,086	0,853	/203/
40	"-	4,27	6,22	0,118	0,861	"-
41	"-	4,41	6,13	0,104	0,861	"-
42	"-	3,49	4,76	0,182	0,745	"-
43	"-	4,51	6,40	0,097	0,869	"-
44	"-	3,31	5,47	0,187	0,821	"-
45	"-	3,50	5,51	0,125	0,857	"-
46	"-	4,32	6,33	0,099	0,864	"-
47	"-	4,36	6,97	0,099	0,880	"-
48	"-	3,38	5,44	0,184	0,882	"-
Перидотиты внутриконтинентального "предокеанического" рифта						
49	о-в Засаргад, Красное море	3,97	6,47	0,097	0,813	/122/
50	"-	3,86	7,31	0,090	0,880	"-
51	"-	3,20	6,22	0,106	0,811	"-
Перидотиты ранних стадий раскрытия океанов						
Пассивные окраины современных океанов						
52	Иберийская окраина	3,81	5,40	0,280	0,630	/120/
53	Австралийская окраина	3,30	4,80	0,284	0,669	/184/
54	(разлом Дьямантина)	3,10	4,60	0,334	0,674	"-
55	"-	4,70	5,40	0,197	0,702	"-

I	2	3	4	5	6	7
<u>Пассивные окраины древних океанов</u>						
56	Внешние Лигуриды	5,83	7,96	0,297	0,657	/139/
57	"	4,49	5,70	0,198	0,675	"
58	"	5,20	6,43	0,095	0,737	/196/
59	"	4,85	6,42	0,196	0,704	"
60	"	4,21	6,43	0,229	0,684	"
61	"	5,69	-	0,142	-	"
62	"	5,00	-	0,141	-	"
63	"	4,74	6,32	0,247	0,667	/115/
64	"	4,58	7,97	0,400	0,718	"
65	"	4,07	5,72	0,200	0,697	"
66	"	5,08	6,90	-	0,668	"
67	"	4,41	6,42	0,235	0,688	"
<u>Перидотиты океанических границ скольжения</u>						
68	Зона разлома Оуэн	5,43	6,16	-	0,292	/81/
69	"	5,30	6,39	0,153	0,574	/149/
70	"	4,82	6,35	0,206	0,146	"
71	"	5,02	5,82	0,210	0,313	"
72	"	4,97	-	0,247	-	"
73	"	4,25	6,34	0,227	0,227	"
74	"	5,30	6,12	-	-	/6/
75	"	4,12	6,11	-	-	"
76	Зона разлома Кайман, Сре-	5,52	6,23	0,161	0,419	/67/
77	динно-Кайманов центр	5,14	6,50	0,202	0,467	"
78	спрединга	5,69	6,22	0,172	0,348	"
79	"	4,92	6,51	0,189	0,471	"
80	"	5,07	6,45	0,195	0,410	"
81	"	-	-	0,235	-	/134/
82	Разлом Яп, Филиппинское море	4,20	6,03	0,160	0,354	/81/
<u>Срединно-океанические хребты</u>						
Хребты с очень малой скоростью спрединга						
Американо-Антарктический хребет						
83	Зона разлома Вулкан	-	8,20	-	0,740	/162/

1	2	3	4	5	6	7
84	Зона разлома Булкан	4,18	5,68	-	0,527	/162/
85	"-	5,08	6,40	-	0,496	"-
86	"-	-	5,30	-	0,528	"-
87	"-	-	-	0,144	-	/134/
88	Зона разлома Буллард	-	4,98	-	0,388	/162/
89	"-	-	-	0,240	-	/134/
Западно-Индийский хребет						
90	Зона разлома Оркадских	5,98	5,56	-	0,618	/162/
91	о-вов	5,04	5,89	-	0,641	"-
92	"-	5,81	5,80	-	0,596	"-
93	Зона разлома Шака	3,85	5,47	-	0,664	"-
94	"-	4,34	5,88	-	0,604	"-
95	"-	-	-	0,172	-	/134/
96	Зона разлома Эндрю Бейн	5,13	5,75	-	0,376	/162/
97	Зона разлома Принц Эдуард	5,07	5,62	-	0,676	"-
98	Зона разлома Атлантик II	-	4,96	-	0,504	"-
99	"-	-	-	0,238	-	/134/
100	СВ край хребта, стенка рифтовой долины	6,25	-	-	-	/44/
101	"-	-	-	0,372	-	"-
102	"-	5,58	5,63	0,337	0,592	"-
103	"-	-	-	0,162	-	/134/
Те же хребты, в участках воздействия мантийных плюмов						
104	Зона разлома Буве	3,24	3,68	-	0,184	/162/
105	"-	3,20	4,58	-	0,085	"-
106	"-	3,49	3,39	-	0,157	"-
107	"-	3,07	3,68	-	0,168	"-
108	"-	3,19	4,27	-	0,151	"-
109	"-	-	-	0,399	-	/44/
110	СВ рифтовой долины	3,52	4,67	-	-	/133/
111	восточнее о-ва Буве	3,67	-	-	-	"-
112	Зона разлома Дискавери II	3,35	4,02	-	0,294	/162/
113	Зона разлома Индомед	-	4,37	-	0,188	"-
114	"-	-	3,94	-	0,194	"-

I	2	3	4	5	6	7
Хребты с малой, умеренной и высокой скоростями спрединга						
Срединно-Атлантический хребет						
II5	Зона разлома 22° в.ш.	-	-	0,320	-	/I34/
II6	"	-	-	0,369	-	"
II7	Зона разлома Романш	4,2	4,8	-	0,380	/I98/
II8	"	3,6	4,4	-	0,538	"
II9	"	5,5	7,5	-	0,621	"
I20	"	-	-	0,341	-	/I34/
I21	Зона разлома Вима	4,6	6,0	0,216	0,186	/I98/
I22	"	3,5	4,5	0,331	0,125	"
I23	Зона разлома Кейн	-	-	0,324	-	/44/
I24	"	-	-	0,340	-	"
I25	"	-	-	0,373	-	/I34/
I26	Зона разлома Кейн, скв. 395	3,41	4,36	0,419	0,210	/II0/
I27	"	3,28	4,92	0,409	0,152	"
I28	"	3,22	4,35	0,404	0,278	/206/
I29	"	3,52	4,85	0,390	0,151	"
I29 A	" скв. 670 A	4,30	5,40	-	-	/I63/
Срединно-Атлантический хребет в районе						
Азорской "горячей точки"						
I30	Зона разлома ФАМОУС-Б	-	-	0,528	-	/I34/
I31	Зона разлома Курчатова	-	-	0,585	-	/44/
I32	"	-	-	0,559	-	/I34/
I33	Зона разлома 43° с.ш.	-	-	0,429	-	"
I34	"	2,37	2,80	0,499	-	/204/
I35	"	2,05	2,34	0,534	-	"
I36	"	2,42	2,11	0,442	-	"
I37	"	2,64	2,23	0,478	-	"
I38	"	2,03	2,67	0,520	-	"
Аравийско-Индийский хребет						
I39	Зона разлома Вима	4,50	4,85	0,278	0,424	/81/
I40	"	3,96	5,01	-	0,165	/44/
I41	"	4,01	4,87	-	0,179	"
I42	"	-	-	0,304	-	"

## Продолжение прил.2

1	2	3	4	5	6	7
I43	Зона разлома Вима	-	-	0,307	-	/I34/
I44	Зона разлома Арго	-	-	0,301	-	-"-
I45	Зона разлома Мария Целеста	-	-	0,309	-	-"-
I46	Рифтовая долина I2 <sup>0</sup> 25 с.ш.	-	-	0,412	-	-"-
Восточно-Тихоокеанское поднятие						
I47	Зона разлома Хизен	3,53	4,07	0,373	0,283	/50/
I48	"-	3,94	4,37	0,379	0,310	-"-
I49	Зона разлома Клариян	3,73	4,19	0,360	0,045	/81/
I50	Зона разлома Элганин	3,46	3,31	0,320	0,103	-"-
I51	Зона разлома Клариян	-	-	0,367	-	/47/
I52	"-	-	-	0,359	-	-"-
I53	"-	-	-	0,365	-	-"-
I54	"-	-	-	0,419	-	-"-
I55	"-	-	-	0,543	-	-"-
I56	"-	-	-	0,350	-	-"-
I57	"-	-	-	0,360	-	-"-
I58	Зона разлома Гаррет	-	-	0,45	-	/I52/
I59	"-	-	-	0,40	-	-"-
I60	Зона разл.Математиков	-	-	0,4	-	/210/
Филиппинское море						
I61	Впадина Айпод	2,95	4,09	0,410	0,073	/104/
I62	"-	4,01	5,30	0,375	0,106	/51/
I63	"-	3,17	-	0,296	-	-"-
I64	Центральный разлом	-	-	0,304	-	/19/
I65	"-	-	-	0,511	-	-"-
I66	"-	-	-	0,326	-	-"-
Островные дуги						
Глубоководные желоба Запада Тихого океана						
I67	Идзу-Бонинский	1,20	1,38	-	0,273	/65/
I68	"-	0,76	-	0,647	-	-"-
I69	"-	-	-	0,617	-	-"-
I70	"-	-	-	0,598	-	/146/

## Продолжение прил.2

1	2	3	4	5	6	7
I71	Идзу-Бонинский	-	-	0,664	-	/I46/
I72	"	-	-	0,463	-	"
I73	"	-	-	0,463	-	"
I74	"	-	-	0,466	-	"
I75	"	-	-	0,617	-	"
I76	Марианский	1,30	-	0,712	-	/81/
I77	"	1,27	-	0,665	-	"
I78	"	1,99	-	-	-	/II9/
I79	Яп	1,43	1,19	-	0,488	/81/
I80	"	-	-	0,626	-	"
I81	Западно-Меланезийский	-	-	0,586	-	/I9/
I82	(Манус)	-	-	0,506	-	"
I83	"	-	-	0,581	-	"
I84	Тонга	-	2,00	0,593	0,347	/I05/
I85	"	2,02	1,16	0,530	-	/II8/
I86	"	1,50	-	0,629	-	"
I87	"	1,35	-	0,643	-	/49/
I88	"	1,13	-	0,697	-	"
I89	"	-	1,94	0,592	0,403	/44/
I90	"	1,81	-	-	-	"
I91	"	0,53	-	0,830	-	/I6/
I92	"	1,39	-	0,624	-	"
I93	"	-	-	0,796	-	"
I94	"	-	-	0,595	-	"
I95	"	-	-	0,511	-	"
Мезозойские островные дуги СЗ Пацифики						
I96	Чирнайский массив	1,29	1,07	0,644	0,379	не опубл.
I97	"	0,99	1,13	0,638	0,500	"
I98	"	0,92	-	0,688	-	/25/
I99	"	1,23	-	0,646	-	"
200	"	0,62	-	0,746	-	"
201	"	0,80	-	0,728	-	"
202	"	1,19	-	0,629	-	"
203	"	1,03	-	0,675	-	"

1	2	3	4	5	6	7
204	Чирьнайский массив	1,14	-	0,665	-	/25/
205	"	0,97	1,22	0,701	0,400	"
206	"	1,41	-	0,619	-	"
207	"	1,14	-	0,648	-	"
208	"	1,06	-	0,766	-	"
209	"	1,08	-	0,593	-	"
210	"	0,98	-	0,648	-	"
211	"	2,16	-	0,600	-	"
212	Красногорский массив	0,41	0,61	0,829	0,412	"
213	"	0,38	0,55	0,850	0,506	"
214	"	1,17	-	0,659	-	"
215	"	0,44	-	0,829	-	"
216	"	0,50	-	0,900	-	"
217	"	0,79	-	0,828	-	"
218	-	0,89	-	0,864	-	"
219	"	0,66	-	0,777	-	"
220	"	0,90	-	0,704	-	"
221	"	0,91	-	0,714	-	"
222	"	0,79	-	0,728	-	"
223	"	0,55	0,55	0,796	-	"
224	"	0,90	-	0,715	-	"

Примечание. В № 147-149 клинопироксен - пластинчатые вроски; в № 179 ортопироксен - округлое включение в диопсиде. Остальные анализы пироксенов относятся к ядрам крупных зерен (протогранулярных или порфирокластов)

## Приложение 3

Химические составы сосуществующих минералов гардибургитов  
Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов Армении

Компо- нент \ № пробы, минерал	I903/I		I904/3			I927/I	
	ОЛ(2)	ШП(4)	ОЛ(3)	РП(2)	ШП(6)	ОЛ(2)	ШП(6)
SiO <sub>2</sub>	40,99	-	40,91	57,95	-	40,88	-
TiO <sub>2</sub>	нет	нет	нет	0,01	0,01	нет	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет	17,99	нет	1,44	18,37	нет	22,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	48,28	0,02	0,58	50,43	0,03	45,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	4,67	-	-	2,32	-	3,66
FeO	9,00	17,45	8,37	5,30	17,66	8,89	16,37
MnO	0,14	0,32	0,13	0,18	0,37	0,11	0,37
NiO	0,41	0,02	0,41	0,06	0,02	0,32	0,05
MgO	49,74	11,12	49,71	34,18	11,11	49,06	12,27
CaO	нет	-	0,01	0,86	-	0,16	-
Na <sub>2</sub> O	0,06	-	0,03	0,03	-	0,04	-
K <sub>2</sub> O	нет	-	нет	нет	-	0,03	-
Сумма	100,36	99,85	99,59	100,59	100,29	99,52	100,07
X <sub>Fe</sub>	0,092	0,468	0,086	0,080	0,471	0,092	0,428
X <sub>Cr</sub>	-	0,643	-	0,213	0,648	-	0,580

Ком- понент \ № пробы, минерал	I919/I				I935/I	
	ОЛ(2)	РП(2)	МП(2)	ШП(6)	ОЛ(1) <sup>x</sup>	ШП(3)
SiO <sub>2</sub>	41,10	57,59	53,82	-	41,20	-
TiO <sub>2</sub>	нет	0,06	нет	0,04	нет	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет	1,01	1,13	14,46	нет	21,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,40	0,95	-	0,25	46,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	2,08	-	2,72
FeO	8,94	5,58	1,77	16,88	6,85	16,19
MnO	0,11	0,15	0,05	0,32	0,09	0,31
NiO	0,41	0,04	нет	0,04	0,42	0,11
MgO	49,24	34,19	17,39	11,26	51,70	12,28
CaO	0,06	0,76	24,22	-	нет	-
Na <sub>2</sub> O	нет	0,04	0,18	-	нет	-
K <sub>2</sub> O	нет	0,12	0,0,2	-	нет	-
Сумма	99,89	99,94	99,53	100,07	100,51	99,66
X <sub>Fe</sub>	0,092	0,084	0,054	0,456	0,069	0,425
X <sub>Cr</sub>	-	0,210	0,361	0,719	-	0,595

## Продолжение прил.3

Компо- нент \ № пробн, минерал	1914/1			1920/1		
	ОЛ(2)	РП(1)	ШП(5)	ОЛ(3)	РП(2)	ШП(2)
SiO <sub>2</sub>	41,24	58,06	-	41,41	57,04	-
TiO <sub>2</sub>	нет	нет	0,01	нет	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет	1,26	17,88	нет	1,68	21,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет	0,46	50,53	0,01	0,58	47,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	2,21	-	-	1,66
FeO	8,83	5,70	18,20	7,96	5,16	17,28
MnO	0,12	0,17	0,35	0,11	0,11	0,22
NiO	0,42	0,10	0,08	0,36	0,03	0,02
MgO	49,25	34,13	10,64	50,55	34,89	11,65
CaO	0,05	1,04	-	0,02	0,65	-
Na <sub>2</sub> O	нет	нет	-	0,05	0,01	-
K <sub>2</sub> O	0,01	нет	-	нет	нет	-
Сумма	99,92	100,91	99,90	100,47	100,17	99,65
X <sub>Fe</sub>	0,091	0,086	0,490	0,081	0,077	0,454
X <sub>Cr</sub>	-	0,197	0,655	-	0,188	0,600

Компо- нент \ № пробн, минерал	1956/1			1968/1			
	ОЛ(4)	РП(1)	ШП(7)	ОЛ(3)	РП(2)	ШП(3)	ШП(5)
SiO <sub>2</sub>	40,90	56,56	-	40,93	56,56	54,74	-
TiO <sub>2</sub>	нет	нет	0,04	нет	0,03	0,01	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет	0,92	13,60	нет	2,01	1,84	23,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	нет	0,55	55,73	нет	0,82	0,86	45,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	1,38	-	-	-	2,08
FeO	8,40	5,34	18,66	8,98	5,79	1,71	16,43
MnO	0,14	0,11	0,41	0,17	0,10	0,07	0,40
NiO	0,39	0,08	0,09	0,39	0,10	0,07	0,04
MgO	50,06	34,58	9,84	49,89	34,23	17,07	12,30
CaO	нет	1,00	-	0,01	0,50	23,83	-
Na <sub>2</sub> O	нет	нет	-	0,01	0,01	0,24	-
K <sub>2</sub> O	нет	0,16	-	0,03	0,02	0,06	-
Сумма	99,89	99,30	99,75	100,41	100,17	100,50	99,73
X <sub>Fe</sub>	0,086	0,080	0,515	0,092	0,087	0,053	0,428
X <sub>Cr</sub>	-	0,286	0,733	-	0,215	0,239	0,565

## Окончание прил. 3

Компо- нент	№ пробы, минерал	1960/1		
		ОІ(3)	МІ(3)	ШІ(5)
SiO <sub>2</sub>		41,30	53,25	-
TiO <sub>2</sub>		нет	0,05	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		нет	2,3І	27,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,02	1,07	4І,ІІ
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		-	-	2,13
FeO		9,13	1,75	15,33
MnO		0,12	0,11	0,29
NiO		0,40	0,09	0,08
MgO		48,93	16,99	13,54
CaO		нет	24,3І	-
Na <sub>2</sub> O		0,06	0,15	-
K <sub>2</sub> O		нет	нет	-
Сумма		99,96	100,08	99,89
X <sub>Fe</sub>		0,095	0,065	0,388
X <sub>Cr</sub>		-	0,237	0,502

Примечание. Обр.1956, 1960,1968 - Джил-Сатанахчский массив (западная часть); остальные - Шоржинский массив. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хромшпинелидах расчитано по принципу электронейтральности соединения. Обозначения минералов: ОІ - оливин; РІ - ортопироксен; МІ - клинопироксен; ШІ - хромшпинелид. В скобках - количество анализов.

х) Включение в хромшпинелиде

Приложение 4

Петрохимическая типизация мантийных перидотитов офиолитовых ассоциаций окраинно-континентальных и межконтинентальных складчатых поясов

Местонахождение, массив	Состав пород	Вариации состава минералов			Петрохимический тип	Источник	
		X <sub>Sp</sub> Cpx	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас. %				
			Opх	Crх			
1	2	3	4	5	6	7	8
Тихоокеанский пояс							
<u>Камчатка</u>							
Массив горы Солдатской	ПЦ	0,47- -0,61(10)	1,46- -2,48(11)	2,19- -3,33(9)	0,09; 0,08	ЗОД	/17,71/
<u>Ниппоно-Филиппинская и Меланезийская области</u>							
Зона Сангун-Ямагучи, Япония	ПЦ	0,47- -0,54(7)	1,71- -2,63(4)	1,53- -2,72(4)	0,01- -0,36(4)	ЗОД	/108/
Замбалес, Лусон, Филиппины: блок Кото	ПЦ	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)	ЗОД, (СОХ), (РОД)	/140,212/
блок Акойе	ПЦ	0,27- -0,65(8)	1,35- -1,75(4)	1,97- -2,34(3)	0,17- -0,55(6)	СОХ, ЗОД	"-

100

Продолжение прил.4

1	2	3	4	5	6	7	8
блок Акойе		0,18; 0,20; 0,74	3,05- -4,23(6)	3,35- -4,53(6)			
Тнебаги, Новая Каледония	ПЦ	0,22- -0,42(7)	2,84- -4,13(2)	3,63- -4,91(2)	0,48- 0,49	СОХ	
	ПЦ	0,45- -0,56(6)	1,51- -2,38	1,36- -2,79	0,27- -0,35(2)	ЗОД	/166,181/
Тимор	ПЦ	0,09- -0,17(6)	4,72- -5,73(6)	4,08- -7,04(5)	0,60- -0,67(3)	ПО	/117/
Ред Маунтин, Новая Зеландия	ПЦ	0,31; 0,37; 0,67	1,20; 2,85; 3,46	1,11; 2,95; 3,52	0,23; 0,35	СОХ, НЭС	/205/
<u>Кордильеры Северной Америки</u>							
Канути, Аляска	ПЦ	0,13- -0,31(6)	3,41- -4,20(6)	5,22; 5,35;	0,62; 0,76	ПО	/170/
Каньон Маунтин, Орегон	ПЦ	0,29- -0,43(8)	2,51- -3,00(5)	2,40- -3,65(7)	0,29- -0,56(7)	СОХ, (ЗОД)	/155/
Джозефин, горы Кламат	ПЦ	0,2- -0,65	1,0- -3,5	1,5- -2,3		СОХ, ЗОД	/132,154/
Тришита, горы Кламат	ПЦ	0,36- -0,60	1,65- 3,44(3)	1,94- -3,55	0,37; 0,44	СОХ, ЗОД	/199/

101

1	2	3	4	5	6	7	8
Бурро Маунтин, Ред Маунтин-Береговые хребты Калифорнии	ПЦ	0,34- -0,55(3) 0,75	2,1- -3,0(4); 1,4	2,0- -2,6(1,7)		СОХ, ЗОД	/153,171/
Средиземноморский пояс							
Массивы внутренних Лигурид	ЛЦ	0,39- -0,50(8) 0,11; 0,22	2,58- -3,85(11) 4,62- -5,76(6)	3,91- -5,82(13) 6,22- -7,37(4)	0,24- -0,43(15) 0,64; 0,67	СОХ	/115,139/
Ланцо, Западные Альпы	ЛЦ	0,25- -0,44(3)	2,77- -4,06(4)	4,70- -5,63(4)	0,46- -0,57(4)	СОХ	/126,138/
Троодос, Кипр	ПЦ	0,48- -0,64	1,6-2,4	-	-	ЗОД	/88,132,148/
Шоржинский и Джил- Сатанахачский, Армения	ПЦ	0,50- -0,73(11)	0,92- -2,01(6)	1,13- -2,31(3)	0,26- -0,41(3)	ЗОД, РОД	Новые данные автора
Самаил, Оман	ПЦ	0,45- -0,59(8); 0,12; 0,73	1,76; 2,90			ЗОД	/112,126,192/
Донкьяо-Ксайнка, Северный Тибет	ПЦ	0,60- -0,69(8)	-	-	0,24- -0,48(7) 0,05	ЗОД, РОД	/144/

1	2	3	4	5	6	7	8
Шигадзе, Южный Тибет	ЛЦ ПЦ	0,18- -0,48(14) 0,51- -0,69(3)	-	-	0,04- -0,52	СОХ	/143/
Урало-Монгольский пояс							
Наранский, Хан- Тайширская офиоли- товая ассоциация, Зап. Монголия	ПЦ	0,79- -0,91(4)	0,52- -0,70(3)	-	-	РОД	/53,72/
Войкаро-Синьинский, Полярный Урал	ПЦ ЛЦ	0,27- -0,52(11) 0,24; 0,68; 0,71	1,99- -3,42(11) 0,90; 0,91	1,60- -3,07(12) 0,56; 0,93; 4,08	0,23- -0,56(14)	СОХ, ЗОД	/46,78,79/
Кемпирсай, Южный Урал	ПЦ ЛЦ	0,27- -0,51(32) 0,18; 0,55; 0,76	1,92- 0,62; 1,71; 3,72	1,20- -1,97(4) 3,46	0,01- -0,38(5)	СОХ, ЗОД	/48,55,61,83/
Крака, Нуралы, Юж- ный Урал	ЛЦ ПЦ	0,16- -0,40(7) 0,60	2,48- -4,81(7) 1,30	3,61- -4,27(6) 6,47	0,49- -0,65(5)	СОХ	/81/

Примечание. В графе 3 в скобках указано количество анализов (единичные анализы не индексированы), в графе 7 в скобках - второстепенные по значению характеристики. ПЦ - гарцбургиты, ЛЦ - лерцолиты

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕРИДОТИТОВ, ФОРМИРОВАННЫХ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ	
Мантийные перидотиты и ГДО их проявления.....	5
Химический состав пород.....	9
Химический состав минералов как показатель ГДО формирования перидотитов.....	15
Главные петрохимические типы перидотитовых комп- лексов, сформировавшихся в различных ГДО.....	25
ПЕРИДОТИТЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ	
Тектоническая позиция.....	29
Пенжинский район.....	31
Усть-Бельский район.....	34
Восточно-Корякский район.....	35
Петрохимические типы перидотитовых комплексов Коряк- ского нагорья и ГДО формирования офиолитов.....	40
ДРУГИЕ ПРИМЕРЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ	
Тихоокеанский пояс.....	47
Средиземноморский пояс.....	52
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОПРОСЫ МЕ- ТАЛЛОГЕНЕЗИ ПЕРИДОТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ.....	57
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	69
ЛИТЕРАТУРА.....	71
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	88

С.А.Палацян

Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим  
обстановкам формирования

Редактор Н.А.Лебедева

Техн.редактор Л.М.Русакова

Корректор Е.М.Каминская

Подписано к печати 10.1.93 г. Формат 60 x 84/16. Объем  
6,62 уч.-изд.л., 6,28. усл.п.л. Тираж 150 экз.  
Заказ 3.

---

Отпечатано в офсетно-ротационном цехе СВКНИИ ДВО РАН.  
Магадан, Портовая, 16.

5298