



С.А.ЩЕРБАКОВ

ПЛАСТИЧЕСКИЕ
ДЕФОРМАЦИИ
УЛЬТРАБАЗИТОВ
ОФИОЛИТОВОЙ
АССОЦИАЦИИ
УРАЛА



· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С.А. ЩЕРБАКОВ
ПЛАСТИЧЕСКИЕ
ДЕФОРМАЦИИ
УЛЬТРАБАЗИТОВ
ОФИОЛИТОВОЙ
АССОЦИАЦИИ
УРАЛА

ТРУДЫ, ВЫП. 450

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Г.Н. САВЕЛЬЕВА



МОСКВА
"НАУКА"
1990

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

S.A. Shcherbakov

PLASTIC DEFORMATIONS OF ULTRAMAFICS FROM THE URALS
OPHIOLITE ASSOCIATION

Transactions, vol.450

Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала / С.А. Щербakov. - М.: Наука, 1990. - 119 с. (Тр. ГИН; Вып. 450). - ISBN 5-02-002089-3.

В книге рассмотрено строение Войкар-Сыньинского, Ключевского, Халиловского, Хабарнинского и Шевченковского офиолитовых массивов Урала. Для их изучения впервые применен комплекс структурных методов, что позволило реконструировать процесс структурно-вещественной эволюции ультрабазитов на ранних этапах образования офиолитов. Ведущую роль в этом процессе сыграли многофазные высокотемпературные пластические деформации, с которыми связаны как формирование сложной складчатой структуры ультрабазитов, так и их вещественные преобразования. Деформации провоцировали динамометаморфическую сегрегацию и дифференциацию ультраосновного вещества, создавали благоприятные условия для анатексиса и отделения выплавки от твердого остатка. Для широкого круга геологов, интересующихся проблемой офиолитов.

Ил. 51. Библиогр. : 150 назв.

Редакционная коллегия: член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер (главный редактор), В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц.

Рецензенты: А.С. Перфильев, В.Н. Пучков

The book considers in detail the structure of the Voikar-Synya, Klyuchevskoi, Khalilov, Khabarny and Shevchenko ophiolite massifs in the Urals. A complex of structural methods has been applied which has permitted to reconstruct the process of structural-material evolution of ultramafics at the earliest stages of ophiolite generation. Of major role in this process were assumably high-temperature plastic deformations related both to the formation of intricate fold structure of ultramafics and their material transformations.

Editorial Board: Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR A.L. Knipper (Editor-in-Chief), V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Dritz

Responsible editor Dr. G.N. Savelyeva

ВВЕДЕНИЕ

Одним из результатов проводившегося в последние годы углубленного изучения офиолитов явилось выяснение того факта, что вещественные преобразования верхемантийного вещества происходят синхронно с его структурными преобразованиями, которые обусловлены процессами высокотемпературных пластических деформаций пород в твердом состоянии. В связи с этим одной из важнейших задач изучения офиолитов на современном этапе становится реконструкция процесса структурно-вещественной эволюции ультрабазитов. Вопросы петрологии и вещественных преобразований ультраосновного вещества в настоящее время разработаны достаточно основательно. Значительно менее изучены пластические деформации ультрабазитов, которые ответственны за возникновение сложной внутренней структуры нижних комплексов офиолитов, без расшифровки которой невозможно ни восстановление ранней тектонической истории этих комплексов и их структурно-вещественной эволюции, ни понимание механизма выведения ультрабазитов в верхние горизонты литосферы.

Еще сравнительно недавно изучение нижних ультрабазитовых комплексов офиолитовых ассоциаций было делом почти исключительно петрологов. Эта ситуация резко изменилась на рубеже 60–70-х годов, когда на основе установленного сходства разрезов офиолитов складчатых поясов континентов с корой современных океанов [32, 33, 58, 60, 118, 131 и др.] была переосмыслена и значительно развита концепция, рассматривающая альпийские массивы орогенных зон как тектонически нарушенные, испытавшие крупные горизонтальные перемещения фрагменты верхней мантии палеоструктур океанического типа [53, 58, 118, 124, 145 и др.]. Это вызвало бурный рост интереса к ультрабазитам офиолитов у геологов самого разного профиля, в том числе и у тектонистов, поскольку стала очевидной принципиальная возможность изучать прямыми геологическими методами глубинные тектонические процессы, происходившие в мантии древних океанов и происходящие, надо полагать, в современных океанических структурах. Подход к ультрабазитам стал более разносторонним, и очень скоро было выявлено, что эти породы подвергались интенсивным пластическим деформациям [10, 12, 108, 109, 117, 127, 133 и др.]. Для них характерны четкая тектонитовая микроструктура и закономерная оптическая ориентировка минералов, широко развиты линейные и плоскостные минеральные агрегаты, нередко встречаются складки, структуры будинажа и другие микро- и мезоструктуры деформационного и деформационно-метаморфического происхождения. Интенсивное изучение природно-деформированных ультрабазитов, проходившее одновременно с быстрым накоплением экспериментальных данных по их пластической деформации, привело многих исследовате-

лей к выводу, что деформационные структуры, развитые в породах нижних серий офиолитов, сформированы при пластическом течении мантийного вещества в твердом состоянии и являются следствием тектонических процессов, ответственных за латеральные перемещения литосферных плит [34, 110, 119, 136, 137 и др.]. В связи с этим одной из важнейших задач исследований офиолитов становится детальное изучение внутренней структуры ультрабазитовых комплексов и взаимоотношений развитых в них деформационных структур.

Цель настоящего исследования — показать роль высокотемпературных пластических деформаций ультрабазитов в процессе формирования офиолитовой ассоциации, установить этапность деформаций и их механизмы, оценить условия, в которых они проходили, и в конечном итоге выявить закономерности ранней структурной эволюции ультрабазитов в офиолитовых массивах Урала.

Необходимо отметить, что с гарцбургитовыми массивами, представители которых были объектами исследований, связано большинство известных месторождений хромитов. Автору представляется несомненным, что знание внутренней структуры этих массивов, закономерностей распространения и формы развитых в них тел дунитов, с которыми ассоциирует хромитовое оруденение, является основой для понимания законов локализации рудных тел.

Работа выполнена в рамках научной программы Геологического института АН СССР по проблеме "Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы океанов", которая разрабатывалась под руководством А.В. Пейве. Выполнению исследования способствовала возможность обсуждения проблем с Г.Н. Савельевой, А.С. Перфильевым, А.Д. Книппером, А.А. Савельевым, Н.А. Штрейсом, С.В. Руженцевым, С.Г. Самыгиным и другими коллегами, которым, пользуясь случаем, автор выражает свою искреннюю благодарность.

Г л а в а I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Сходство микро- и мезоструктур ультрабазитов со структурами интенсивно тектонизированных пород сложнодислоцированных метаморфических комплексов стало причиной появления таких терминов, как "тектонизированные ультрабазиты", "ультраосновные тектониты" и "метаморфические перидотиты", которые отражают особенности пород дунит-гарцбургитовых и перцолитовых комплексов офиолитовой ассоциации и прочно укоренились в современной геологической литературе. Уяснение несомненного сходства ультрабазитов с метаморфическими породами повлекло за собой значительные изменения в методах их изучения: стала очевидной возможность использования при исследовании ультрабазитов методов структурного картирования, геометрического и микроструктурного анализа, которые успешно применяются для восстановления истории деформаций в метаморфических комплексах [24, 138, 147 и др.]. Значение этих методических изменений трудно переоценить. До настоящего времени картирование массивов ультраосновных пород проводилось, как правило, только по вещественному составу. На основе этого можно получить представление о взаимоотношениях петрографических разновидностей пород, о последовательности их образования и о современной структуре массивов. Детальное структурное картирование ультрабазитов, выявление с помощью методов микроструктурного и геометрического анализов взаимоотношений развитых в них деформационных структур позволяют выделить разновозрастные этапы деформаций пород, определить механизмы этих деформаций, оценить условия, при которых они происходили, и в конечном итоге реконструировать процесс структурной эволюции ультрабазитов, что является одной из важнейших задач изучения офиолитов на современном этапе. Несмотря на трудоемкость структурных методов и наличие некоторых трудностей, связанных со специфическими особенностями ультраосновных пород (их монотонность, отсутствие маркирующих горизонтов, интенсивная наложенная серпентинизация и т.п.), сейчас все большее число исследователей прибегает при их изучении к этим методам. В наибольшей мере сказанное касается микроструктурного метода, применение которого, с одной стороны, позволяет получить важную, доступную только на микроуровне информацию о пластических деформациях, выявленных другими структурными методами, а с другой - часто служит единственной возможностью прямого изучения деформаций пород по единичным образцам (океанические ультрабазиты, включения в базальтах и кимберлитах, керн скважин и т.п.). Микроструктурный метод, основанный на обширном экспериментальном материале, позволяет не только установить факт присутствия в породе деформационных структур, но и выявить общую

направленность, этапность процесса пластических деформаций, определить, посредством какого механизма они осуществлялись. Привлечение петрохимических данных и их корреляция с микроструктурными позволяют установить связь вещественных преобразований ультрабазитов с тектоническими процессами, оценить P-T-условия этапов структурно-вещественной эволюции вещества.

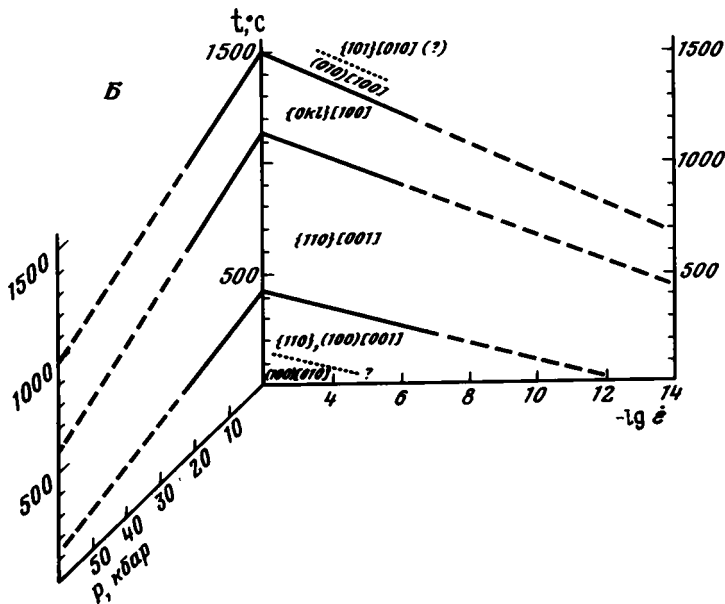
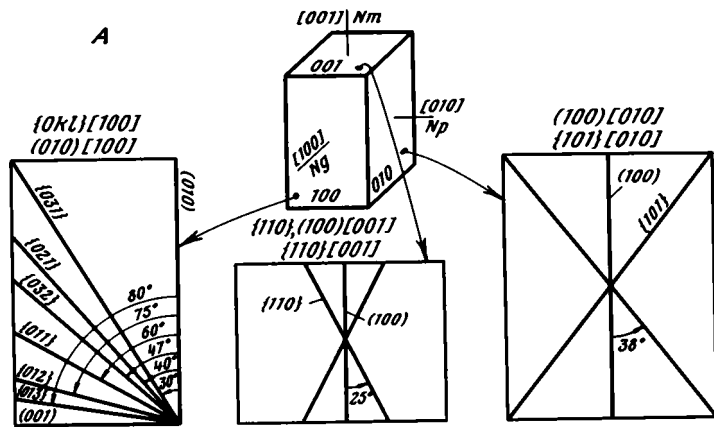
Перед описанием методики проведения микроструктурного анализа необходимо остановиться на результатах экспериментов, на основе сравнения с которыми производится интерпретация микроструктурных диаграмм.

Обзор экспериментальных данных

В настоящее время накоплено множество данных по экспериментальной деформации ультраосновных пород и их главных минералов - оливина и энстатита. Анализ и обобщение этих данных позволяют установить зависимость микроструктурного строения ультрабазитов и оптической ориентировки их минералов от механизма пластической деформации пород. В результате экспериментов установлено, что пластическое течение в ультрабазитах может осуществляться различными механизмами: внутризерновым трансляционным скольжением [140], синтетектонической рекристаллизацией [110] или сочетанием этих двух механизмов [134, 141]. Действие их тесно связано с явлениями миграции дислокаций (дефектов кристаллической решетки) и диффузии.

Сущность процесса трансляционного скольжения, т.е. параллельного смещения слоев решетки кристалла без нарушения его внутренней структуры, состоит в одностороннем перемещении дислокаций, происходящем во время деформации [37, 136 и др.]. С миграцией дислокаций и перегруппировкой их с образованием упорядоченных рядов ("стенок дислокаций") связаны также такие явления, сопутствующие трансляционному скольжению, как образование полос излома и структур полигонизации - субзерен. Полосы излома - линейные искривления кристаллической решетки - возникают вследствие взаимодействия соседних зерен поликристаллического агрегата во время деформации трансляционным скольжением [89, 139, 140 и др.]. Образование субзерен, представляющих собой разориентированные один относительно другого призматические блоки кристалла, служит показателем начала разупрочнения (синтетектонического возврата) - процесса снятия напряжений в деформированных кристаллах, необходимого для непрерывного протекания деформации механизмом трансляционного скольжения [37, 99]. Процесс синтетектонической рекристаллизации - образования в деформируемом кристаллическом веществе новой зернистой структуры - имеет двойственную дислокационно-диффузионную природу: зародышами рекристаллизации являются участки с наибольшей плотностью дислокаций; рост новых зерен (необластов) связан с диффузией вещества из напряженных участков в менее напряженные [37, 88 и др.], что сопровождается миграцией границ зерен.

Трансляционное скольжение. Большая часть экспериментов по пластической деформации оливина и оливинсодержащих пород была выполнена в последние годы [117, 139-141]. Этими исследованиями было подтверждено предположение о закономерной смене систем трансляционного скольжения в оливине при изменении условий деформации [139]. Установлено, что с ростом температуры и снижением скорости деформации происходит переход от скольжения по системе (110), (100)[001] ([001] - направление скольжения, (110) и (100) - плоскости скольжения) через (110)[001] к скольжению по системе (0kl) [100], которая, в свою очередь, сменяется системой (010) [100] (рис. 1). В экспериментах по дефор-



Р и с. 1. Схема расположения активных плоскостей различных систем трансляционного скольжения в кристалле оливины (А) и диаграмма (Б), иллюстрирующая последовательную смену систем трансляционного скольжения в оливине в зависимости от изменения температуры $T(^{\circ}\text{C})$, всестороннего давления P (кбар) и скорости деформации $\dot{\epsilon}(\text{с}^{-1})$ (по [115, 117, 140, 150])

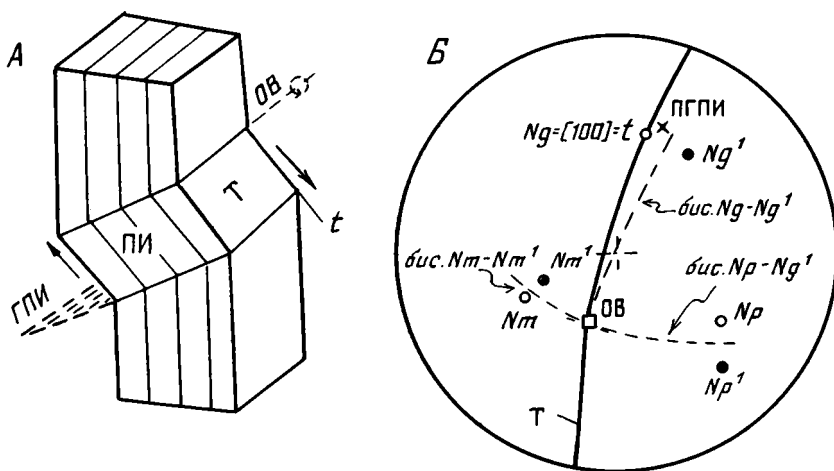
мации монокристаллов оливины при температуре 1300°C была зафиксирована и система $(101) [010] [150]$.

По результатам экспериментов, проведенных при температурах $200\text{--}1400^{\circ}\text{C}$, давлениях $5\text{--}20$ кбар и скоростях деформации до 10^{-7}с^{-1} [115, 117, 140], линейным экстраполированием построена диаграмма, иллюстрирующая смену систем скольжения в оливине в зависимости от изменения температуры, всестороннего давления и скорости деформации (рис. 1). Экстраполяция проведена до значения скорости деформации 10^{-14}с^{-1} , которое считается наиболее вероятным в природных условиях [115], и до всестороннего давления 50 кбар. Зная систему скольжения, активную в данном конкретном случае, с помощью диаграммы можно ориентировоч-

но оценить Р-Т-условия пластического течения породы. Более точная оценка возможна, если один из параметров получен каким-либо независимым методом.

Эксперименты по пластической деформации энстатитсодержащих пород также проводились при различных температурах, давлениях и скоростях деформации [139, 140, 142]. Все авторы отмечают, что трансляционное скольжение в энстатите осуществляется по единственной для этого минерала системе (100) [001].

В ходе экспериментальной пластической деформации ультраосновных пород путем трансляционного скольжения в них возникает микроструктура, доминирующее положение в которой занимают сильно вытянутые и уплощенные зерна оливина с неровными ступенчатыми границами. В значительной части зерен образуются субзерна и полосы излома, границы которых перпендикулярны к плоскости уплощенности минералов. Полосы излома представляют собой блоки кристалла, решетка в которых повернута относительно соседних на некоторый угол (рис. 2, А). Под микроскопом они имеют вид неодновременно гаснущих полосок различной ширины, разделенных тонкими ровными границами. Многочисленные исследования [89, 139, 140 и др.] показали, что полосы излома возникают в кристаллах вследствие неоднородного трансляционного скольжения. По элементам их строения (границы полос и оси вращения кристаллической решетки) с помощью построений на стереографической проекции можно легко определить систему скольжения [140]. Пример такого определения приведен на рис. 2, Б. Ось вращения (ОВ) – общая для решеток обеих граничащих областей кристалла линия – находится на пересечении биссектрис, проведенных между одноименными кристаллографическими осями этих областей (в оливине и энстатите они совпадают с осями оптической индикатрисы). Направление трансляционного скольжения (t) находят как ближайшую к полюсу границы полосы излома (ПГИ) кристаллографическую ось, а плоскость скольжения (Т) – как плоскость, проходящую через t и ОВ.



Р и с. 2. Элементы строения полосы излома (А) и схема определения систем трансляционного скольжения минерала на круговой диаграмме (Б)

ПИ – полоса излома; ПГИ – граница полосы излома; ОВ – ось вращения кристаллической решетки; Т – плоскость скольжения; t – направление скольжения. Пояснения в тексте

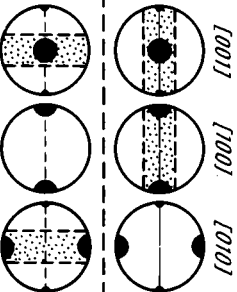
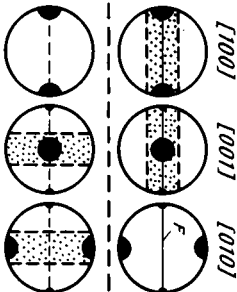
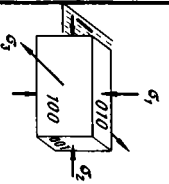
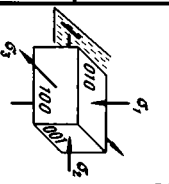
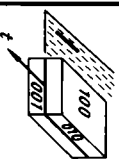
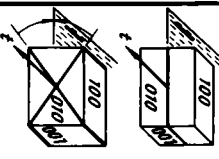
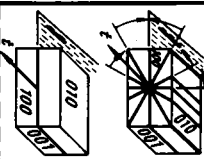
В случае действия систем со скольжением одновременно по нескольким плоскостям (например, система $(0kl)[100]$ оливина) описанная методика позволяет определить наиболее активные из них. Присутствие в минералах субзерен — призматических блоков кристалла, разориентированных один относительно другого на углы $1-5^\circ$, — проявляется под микроскопом в мозаичном погасании. Размер субзерен находится в обратной зависимости от величины стресса, испытанного породой во время пластических деформаций, и может быть использован как геопьезометр [113, 125, 141 и др.].

Синтектоническая рекристаллизация. Эксперименты по синтектонической рекристаллизации оливин- и энстатитсодержащих пород проводились при температурах $950-1350^\circ\text{C}$, давлениях $5-30$ кбар и скоростях деформации $10^{-3}-10^{-8}$ с $^{-1}$ [109, 110, 115]. В ходе экспериментов установлено, что при скорости деформации $7,5 \cdot 10^{-4}$ с $^{-1}$ рекристаллизация начинается практически сразу же вслед за появлением субзерен при температуре 1050°C , т.е. в области, где скольжение по системе $(110)[001]$ в оливине сменяется скольжением по системе $(0kl)[100]$ (см. рис. 1, Б). При понижении скорости деформации на порядок температура начала рекристаллизации падает примерно на 50°C . Изменение всестороннего давления в интервале $5-20$ кбар на температуру начала рекристаллизации существенно не влияет.

При небольшой степени синтектонической рекристаллизации частично перестраивается первичная микроструктура породы: появляются единичные необласти и их мозаичные агрегаты, локализованные вдоль границ зерен. По мере увеличения степени деформации необласти растут не только вдоль границ зерен, но и внутри их. В результате полной рекристаллизации в породе формируется новая равнозернистая мозаичная микроструктура, образованная полигональными слабоуплощенными зернами, что обуславливает появление нечетко выраженной минеральной сланцеватости (foliation). Необласти имеют незакономерно ориентированные ровные границы, часто образующие тройные сочленения под углом около 120° . Размер областей аналогично размеру субзерен есть функция испытанного породой стресса и, по мнению многих исследователей, представляет собой надежный геопьезометр [113, 132 и др.].

Предпочтительная ориентировка минералов. Предыдущими исследованиями установлено [133-136], что при пластическом течении путем внутризернового трансляционного скольжения предпочтительная ориентировка кристаллов возникает за счет их механического вращения. Вращение кристаллов обусловлено тем, что активные плоскости скольжения стремятся занять положение, параллельное плоскости пластического течения, которая близка к формирующейся в процессе деформации минеральной уплотненности. Направления скольжения кристаллов ориентируются параллельно направлению пластического течения, практически совпадающему с минеральной линейностью деформированной породы.

Основываясь на этих положениях, можно предсказать характер рисунка диаграмм оптической ориентировки минералов породы, испытавшей пластическое течение путем трансляционного скольжения по той или иной системе (рис. 3). Очевидно, оси оптической индикатрисы, соответствующие направлению скольжения в кристаллах, должны концентрироваться вблизи линейности. Две другие оси должны образовывать точечные максимумы или в разной степени выраженные (в зависимости от количества активных плоскостей скольжения в системе) пояса в плоскости, перпендикулярной к линейности. В тех случаях, когда кристаллы деформи-

Синтектоническая рекристаллизация		Трансляционное скольжение				Ориентирующий механизм	
Энстатит	Оливин	Энстатит	Оливин				
$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$	$(100)(1001)$	$\{101\}$ $\{101\}$	(100) $\{010\}$ $\{100\}$	$\{110\}$ $\{1001\}$ (100) $\{110\}$ $\{1001\}$	Оптическая ориентировка Ng Nm Np	
							
$(Ng - Np) \perp F = (\sigma_2 - \sigma_3)$ $(Ng - Nm) \parallel F = (\sigma_1 - \sigma_3)$	$(Nm - Np) \perp F = (\sigma_2 - \sigma_3)$ $(Ng - Nm) \parallel F = (\sigma_1 - \sigma_3)$	$t = Ng \parallel L$	$t = Np \parallel L$	$t = Ng \parallel L$	$t = Nm \parallel L$	Пространственная ориентировка	

руются трансляцией по системе с единственной плоскостью скольжения (например, $(010) [100]$ и $(100) [010]$ в оливине или $(100) [001]$ в энстатите), все три оси индикатрисы образуют точечные максимумы. При этом один из них, отвечающий направлению скольжения в кристалле, будет близок к линейности, а другой, соответствующий нормали к плоскости скольжения, расположится перпендикулярно к плоскости уплощенности. Если кристаллы деформируются механизмом трансляционного скольжения по системе с несколькими равноправными плоскостями, то перпендикулярно к максимуму осей, соответствующих направлению скольжения, будут располагаться несколько максимумов, образованных двумя другими осями оптической индикатрисы. Количество максимумов на диаграммах и угловое расстояние между ними определяются количеством плоскостей скольжения в системе и углом между этими плоскостями (см. рис. 1, А). В случае скольжения по системе, имеющей две-три активные плоскости (например, (110) , $(100) [001]$; $(110) [001]$; $(101) [010]$), наложение максимумов может привести к формированию неполного пояса, перпендикулярного к линейности. При скольжении по системе, имеющей несколько активных плоскостей (например, $(0kl) [100]$), следует ожидать формирования полного пояса в плоскости, перпендикулярной к линейности.

При синтектонической рекристаллизации оливина и энстатита возникновение оптической ориентировки, контролируемой ориентировкой действующих напряжений, наблюдалось непосредственно в ходе экспериментов [109, 110]. Оси необластов оливина образуют максимум $N_p = [010]$, параллельный σ_1 , который располагается перпендикулярно к образующейся в ходе рекристаллизации слабо выраженной уплощенности. Оси $N_g = [100]$ и $N_m = [001]$ концентрируются в плоскости уплощенности, причем первые стремятся занять положение, параллельное σ_3 и линейности. В зависимости от характера поля напряжений оси оливина образуют (см. рис. 3): точечные максимумы - при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; пояс N_g-N_m в плоскости уплощенности - при $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$; пояс N_g-N_m , перпендикулярный к линейности, - при $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$.

Оси $N_p = [010]$ необластов энстатита аналогично осям оливина располагаются параллельно σ_1 и перпендикулярно к плоскости уплощенности. Оси $N_m = [100]$ и $N_g = [001]$ энстатита концентрируются в плоскости уплощенности, но в отличие от оливина к направлению действия σ_3 тяготеет максимум N_m . Такая ориентировка хорошо согласуется с данными об упругой анизотропии оливина и энстатита [126, 148]: кристаллографические направления необластов с наибольшим и наименьшим значениями упругих констант занимают положение, параллельное соответственно максимальному и минимальному главным нормальным напряжениям. Этот факт указывает на то, что оптическая ориентировка оливина и энстатита при синтектонической рекристаллизации возникает вследствие их упругой анизотропии.

Ориентировка оливина в большинстве рассмотренных случаев достаточно четко связана с ориентирующим механизмом пластического течения (см. рис. 3). Исключения составляют только случаи трансляционного скольжения по системе $(0kl) [100]$ и синтектонической рекристаллизации при $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$, приводящие к схожим рисункам диаграмм. Определение этих механизмов пластического течения на основе анализа петроструктурных диаграмм возможно при привлечении данных по ориентировке энстатита. В отличие от оливина ориентировки энстатита, возни-

Р и с. 3. Зависимость рисунков диаграмм ориентировки осей оптической индикатрисы оливина и энстатита от механизма пластического течения породы (L - линейность, P - уплощенность)

кающие при трансляционном скольжении и синтетектонической рекристаллизации, существенно различаются.

Каждый из рассмотренных случаев появления предпочтительной ориентировки отражает действие одного из механизмов пластического течения в его чистом виде. В природно-деформированных породах картина ориентировки сложнее, что может быть связано, например, с одновременным действием двух различных ориентирующих процессов (трансляционного скольжения и синтетектонической рекристаллизации) или с наложением более молодых ориентировок на предшествующие.

Методика микроструктурного анализа

Микроструктурные исследования проводились в шлифах, изготовленных из ориентированных образцов, в месте отбора которых тщательно замерялось залегание всех доступных наблюдению структурных элементов породы (полосчатости, линейности, минеральной сланцеватости, осевых поверхностей и шарниров складок, жил и т.п.), определялись их взаимоотношения. На первой стадии предварительно изучалась микроструктура ультрабазитов в шлифах, изготовленных в трех взаимно ортогональных плоскостях. Основными задачами этих исследований были выявление структурных взаимоотношений минералов породы и уточнение пространственного положения линейности и минеральной сланцеватости, не всегда видимых непосредственно в обнажении. Наиболее информативны для этих целей шлифы, изготовленные в плоскости, перпендикулярной к уплощенности и содержащей линейность. При изучении шлифов выяснялись взаимоотношения различных минеральных фаз, форма их зерен, наличие в них деформационных субструктур и строение межзерновых границ; оценивался размер зерен и субзерен; выделялись типы линейности и минеральной сланцеватости, которые могут быть генетически связаны с разными этапами деформаций ультрабазитов, и т.п.

Оптическая ориентировка минералов изучалась с помощью столика Федорова, методика работы на котором детально описана в [90]. Результаты измерений оптических и кристаллографических элементов минералов (оси оптической индикатрисы, границы полос излома и др.) наносились на экваториальную сетку равноплощадной проекции (сетка Шмидта). При построении круговых микроструктурных диаграмм (нанесение на сетку линейных и плоскостных элементов в виде точек и проведение изолиний их плотностей) использовалась общеизвестная методика [17, 90 и др.]. При этом применялась проекция нижней полусферы, которая обеспечивает наглядность диаграмм (проекции линий и плоскостей располагаются в квадрантах, соответствующих направлению их падения) и чаще используется исследователями, занимающимися петротектоникой ультрабазитов.

Выбор шлифов для замеров оптической ориентировки минералов обусловливался конкретными задачами. Если в задачи исследования не входило получение диаграмм в горизонтальной плоскости, оптическая ориентировка замерялась в шлифах, изготовленных перпендикулярно к уплощенности, при изучении которых легче установить связь между микроструктурой породы и ориентировкой ее минералов. Если же целью исследований было выявление связи оптической ориентировки минералов с ориентировкой более крупных структурных элементов (складки, разрывы и т.п.), замеры проводились в горизонтальных шлифах. Чтобы избежать случайного повторения замеров в одних и тех же зернах, выбранные шлифы перед началом работы зарисовывались с помощью поляризационного проектора. Завершали работу анализ совокупности полученных микроструктурных данных и их интерпретация

на основе сопоставления с данными экспериментов по пластическим деформациям ультрабазитов.

Единичные попытки микроструктурного изучения ультрабазитов предпринимались относительно давно [19, 25, 67, 146 и др.], однако выводы, сделанные на основе интерпретации диаграмм, которая при отсутствии экспериментальных данных в то время не могла быть проведена корректно, сейчас в значительной мере обесценены. Некоторые из таких ранних исследований [19, 114], посвященные ориентировке оливины в базальтах и кумулятивных породах расслоенных массивов, не потеряли своего значения до настоящего времени, так как содержат информацию о "магматических" ориентировках и признаках, позволяющих отличить их от ориентировок "тектонических". С 70-х годов микроструктурный метод исследований ультрабазитов применяют все более широко [31, 108, 112, 120 и др.], и сейчас редкие работы, посвященные ультрабазитам, обходятся без описаний микроструктур пород и диаграмм оптической ориентировки их минералов.

Методика геометрического анализа

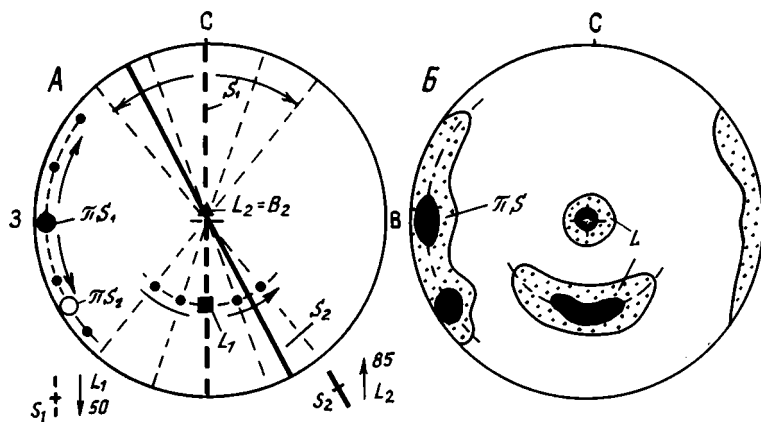
Метод геометрического анализа при изучении ультрабазитов до сих пор применяется значительно реже, чем микроструктурный [13, 102, 128, 135], что связано с его трудоемкостью и непривычностью для геологов, специализирующихся на изучении ультраосновных пород. Сейчас, однако, становится понятным, что выявить внутреннюю структуру ультрабазитов, установить взаимоотношения и последовательность формирования разнообразных структурных форм в процессе пластических деформаций, одновременных с процессами метаморфизма, можно только на основе детального структурного картирования пород с привлечением статистических методов, среди которых ведущее место принадлежит методу геометрического анализа.

Сущность этого метода, который уже долгое время успешно применяется для расшифровки сложной структуры древних метаморфических комплексов, этапности деформаций и истории их структурно-вещественных преобразований, изложена во многих зарубежных и отечественных работах [17, 24, 92, 138, 147 и др.]. Автор широко использовал эту методику при изучении ультрабазитов офиолитовой ассоциации, где она до сих пор использовалась редко и, как правило, не в полном объеме, и поэтому считает необходимым остановиться на некоторых наиболее важных для понимания предлагаемой работы ее аспектах.

Как было отмечено, при детальном структурном картировании в ультрабазитах выявляется широкий спектр деформационных и деформационно-метаморфических структур. В первую очередь это различные по форме и размерам складки, формирующиеся в процессе пластического течения и сминающие полосчатость, а также жильные образования, зачастую тоже смятые в складки и будинированные. Кроме того, в породах обнаруживаются линейные и плоскостные мономинеральные или агрегатные мезо- и микроструктуры, пронизывающие весь объем горной породы и представляющие собой, по существу, "сквозные структуры" - линейность и минеральную сланцеватость. В процессе картирования чаще всего приходится иметь дело с мелкими складками и другими структурными формами, которые можно наблюдать непосредственно в обнажении. В таких случаях путем прямых наблюдений можно определить последовательность структурных преобразований и характерные признаки каждой деформации на данном участке. Однако неравномерное распределение и разобщенность на изучаемой площади таких обнажений, а также наличие в породах деформационных структур нескольких генераций, которые часто схожи

между собой, сильно затрудняют выяснение картины строения массива в целом и общей последовательности пластических деформаций пород. Многие закономерности структурных соотношений выявляются только статистически, поэтому картирование и работы на обнажениях обязательно сопровождаются определением пространственной ориентировки всех структурных элементов: осевых плоскостей и шарниров складок, полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности, различных жил и т.п. Затем эти структурные элементы наносятся на экваториальную или полярную сетку равноплощадной проекции (рис. 4). Линейные элементы (шарниры, линейность) на нижней полусфере проектируются в виде точек, располагающихся на радиусах, направление которых соответствует азимуту склонения, а расстояние от центра - величине угла δ склонения (вертикальные линейные элементы проектируются в центр круговой диаграммы, горизонтальные - на ее контур). Плоскостные структурные элементы (полосчатость, минеральная сланцеватость, осевые плоскости складок, жилы) могут наноситься двумя способами - в виде "дуг большого круга" или "полюсов плоскостей". Первый способ более нагляден: плоскости изображаются на диаграмме дугами, представляющими собой следы их пересечения с воображаемой нижней полусферой. Направление максимальной выпуклости дуги и ее величина отвечают соответственно азимуту и углу падения плоскости (вертикальные проходят через центр диаграммы, горизонтальные совпадают с ее контуром). Второй способ удобен для статистической обработки: на диаграмму наносятся точки, отвечающие проекциям перпендикуляров к плоскостям, т.е. "полюса плоскостей". В этом случае вертикальные плоскостные структурные элементы проектируются на контур диаграммы, располагаясь под прямым углом к азимуту их простирания, а горизонтальные - в ее центр. Трансформация полученных точечных диаграмм в диаграммы изолиний плотностей точек производится тем же способом, что и при микроструктурном анализе [17, 90 и др.]

Анализ диаграмм ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов ультраосновных пород позволяет решить множество задач. С его помощью надежно устанавливаются: преобладающая ориентировка того или иного структурного эле-



Р и с. 4. Схема геометрического определения соотношений линейных и плоскостных структурных элементов пород с помощью круговых структурных диаграмм

А - идеализированная диаграмма ориентировки структурных элементов в породах, претерпевших двухэтапные пластические деформации; Б - статистическая диаграмма ориентировки структурных элементов пород, построенная в изолиниях плотностей точек. Пояснения в тексте

мента; закономерности изменений ориентировки на площади; принадлежность различных элементов к тому или иному структурному парагенезису; наличие складчатых структур в породах изучаемого массива; ориентировка шарниров и осевых плоскостей крупных складок, которые другими способами надежно не определяются; этапы пластических деформаций и их возрастная последовательность. Если первые пункты этого перечня не нуждаются в особых разъяснениях, то вопрос о возможности определения методом геометрического анализа возрастных соотношений этапов пластических деформаций необходимо пояснить. Решаемость этой задачи основывается на том широко известном факте [24, 92], что каждый этап деформации приводит к перестройке раннего структурного плана пород со значительным изменением ориентировки всех развитых в них структурных элементов. Устойчивую ориентировку (четкие точечные максимумы на диаграммах) при многократных складчатых деформациях могут иметь лишь осевые плоскости и шарниры складок последнего этапа деформаций, а также сингенетичные им минеральная сланцеватость и линейность.

Предположим, что в породе прошли пластические деформации, в результате которых образовались парагенетичные "пронизывающие структуры" — вертикальная минеральная сланцеватость меридионального простирания S_1 и линейность L_1 , наклоненная к югу (см. рис. 4, А). Затем порода претерпела пластические деформации следующего этапа, сопровождавшиеся появлением складок, параллельной их осевым плоскостям минеральной сланцеватости S_2 северо-западного простирания и вертикальной линейности L_2 , параллельной шарнирам складок. Наложенная складчатость закономерно изменяет ориентировку ранних структур, что проявляется в рассеивании линейности L_1 и полюсов сланцеватости $\mathcal{L}S_1$ по дугам малых кругов, центром которых служит точка, соответствующая положению шарнира наложенной складчатости B_2 и параллельной ему линейности L_2 .

Геометрический структурный анализ (систематические замеры ориентировки линейности и минеральной сланцеватости, построение статистических диаграмм) в таком массиве двукратно деформированных пород позволяет решить обратную задачу, т.е. по ориентировке структур выявить последовательность пластических деформаций (см. рис. 4, Б). Причем это возможно даже в тех случаях, когда складки по тем или иным причинам нельзя наблюдать непосредственно в обнажениях, а линейность и минеральная сланцеватость обеих генераций по морфологии и минеральному выполнению нераазличимы, что, нужно подчеркнуть, типично для ультрабазитов.

Здесь и при дальнейшем изложении для обозначения структурных элементов ультрабазитов использованы символы, ставшие общепринятыми для публикаций по структурному анализу: F — складки; B — шарниры складок; L — минеральная линейность; S — полосчатость; S — минеральная сланцеватость; OP — осевая поверхность. Порядковый номер указывает на относительный возраст соответствующей структуры в общей последовательности событий (например, B_1 — шарниры складок первой генерации; B_3 и OP_3 — шарниры и осевые поверхности складок третьей генерации).

Г л а в а II
ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ
В ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВАХ УРАЛА

Давно известно, что ультрабазиты широко распространены на Урале и приурочены, как правило, к эвгеосинклинальной зоне восточного склона, в пределах которой они образуют субмеридиональные линейные пояса, протягивающиеся согласно простиранию главных структур складчатой системы [69, 73, 74, 83 и др.].

Поясовое размещение ультраосновных массивов длительное время рассматривалось как результат интрузивного внедрения ультраосновной магмы в зонах долгоживущих глубинных разломов [50, 69, 100 и др.]. В конце 60-х - начале 70-х годов работами М.А. Камалетдинова и Т.Т. Казанцевой [26-29] было показано, что расположенные в пределах миегосинклинальной зоны Урала массивы ультрабазитов, ассоциирующие с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, - это тектонические покровы, шарьированные на край Восточно-Европейской платформы с востока, из эвгеосинклинальной зоны. Последовавший за этим пересмотр тектонического строения Урала с позиций мобилизма [15, 16, 21, 22, 58-60, 63-65, 75-77 и др.] показал, что ультрабазиты и ассоциирующие с ними магматические вулканогенные и осадочные породы представляют собой офиолитовую ассоциацию, появление которой на земной поверхности обусловлено тектоническим скупиванием древней коры океанического типа и перемещением ее на континентальную окраину. В связи с этим была значительно переработана, развита и углублена высказанная еще в начале 60-х годов концепция [53], рассматривающая ультраосновные массивы Урала как блоки верхней мантии, тектонически перемещенные в современное положение в твердом состоянии.

Офиолитовую ассоциацию Урала, как и другие типичные офиолитовые ассоциации мира [34], составляют следующие комплексы пород (снизу вверх): ультрабазитовый комплекс, состоящий из "метаморфических перидотитов" (гарцбургитов, лерцолитов) и дунитов; габброидный комплекс, обычно с перидотитами (верлиты) и пироксенитами в основании; комплекс параллельных диабазовых даек; комплекс подушечных лав основного состава. Ассоциирующие породы представлены кремнистыми осадочными породами и гранитоидами тоналитового типа. Конкретные отдельно взятые офиолитовые разрезы Урала часто неполные, разобщенные - некоторые комплексы присутствуют в редуцированном виде или выпадают из разреза. По составу нижнего ультрабазитового комплекса офиолитовые серии Урала делятся на лерцолитовый и гарцбургитовый типы [80]. Исследования Г.Н. Савельевой показали, что преобладание в офиолитах гарцбургитов или лерцолитов, образование которых связано с процессами частичного плавления вещества верхней мантии (формированием их в виде тугоплавкого остатка при зарождении и отделении базальтовых магм), обусловлено разной степенью обедненности остаточного мантийного вещества ("рестита") базальтоидными компонентами вследствие различных режимов их выведения и, возможно, существованием латеральных неоднородностей в верхней мантии Уральского палеоокеана.

Офиолитовые серии "гарцбургитового типа", основание которых выполнено преимущественно гарцбургитами и дунитами (относительно сильно деплетированное мантийное вещество), представляют подавляющую часть офиолитов Урала. Гарцбургитами и их серпентинизированными разностями сложено здесь не менее 70% всех ультраосновных массивов, многие из которых относятся к крупнейшим на Урале (Войкаро-Сынзинский, Кемпирсайский, Алапаевский, Хабарнинский, Халиловский и

др.). Именно с массивами этого типа связано большинство месторождений хромитов. Однако внутреннее строение массивов гарцбургитового типа и развитие в их породах пластические деформации изучены еще недостаточно. Такие исследования, за исключением единичных случаев [13, 76, 82, 102], проводились фрагментарно и узконаправленно [31, 40, 41, 44, 45, 67].

Здесь детально рассмотрены внутренняя структура и пластические деформации ультрабазитов пяти крупных массивов офиолитовой ассоциации Урала: северной части Войкаро-Сыньинского (Полярный Урал), Ключевского (Средний Урал), Халиловского, Хабарнинского и Шевченковского (Южный Урал). Ключевской массив — один из ультраосновных массивов Среднего Урала, в пределах которого развиты как дунит-гарцбургитовый, так и дунит-верлит-клинопироксенитовый комплексы офиолитовой ассоциации, расположен в центральной части Восточно-Уральского поднятия. Войкаро-Сыньинский и Хабарнинский массивы, которые обычно рассматриваются как представители единого Салатимско-Кемпирсайского (Войкаро-Кемпирсайского) ультрабазитового пояса [74], часто фигурируют в литературе в качестве типичных представителей офиолитов Урала. В последние годы было показано, что они входят в состав краевых аллохтонов, шарьированных с востока на миогеосинклинальные толщи Восточно-Европейской платформы (Центрально-Уральское поднятие) [16, 60, 63, 64, 75-77, 88 и др.]. Положение Халиловского массива менее определено, поскольку он приурочен к Вознесенско-Присакмарской зоне, занимающей граничное положение между Центрально-Уральским поднятием и Магнитогорским прогибом. Однако имеющиеся данные о возрастном, формационном и фациальном сходстве пород Вознесенско-Присакмарской зоны и Сакмарского аллохтона [36, 75], а также пространственная близость Халиловского массива с Хабарнинским позволяют отнести его к группе краевых аллохтонов. Шевченковский массив, являющийся аналогично Ключевскому представителем офиолитов восточного склона Урала, расположен в пределах Зауральского поднятия.

Войкаро-Сыньинский массив

Войкаро-Сыньинский габбро-ультрабазитовый массив — крупнейший представитель офиолитовой ассоциации не только Полярного Урала, но и всей складчатой системы в целом. Более того, огромные размеры массива (протяженность более 180 км при ширине до 18 км), относительно слабая нарушенность и полнота разреза позволяют поставить его в один ряд с такими крупнейшими офиолитовыми комплексами мира, как Семайл (Оман), Папуа (Новая Гвинея), Бей-оф-Айлендс (Ньюфаундленд).

Изучение ультрабазитов массива началось еще в 20-х годах нашего столетия [2] и продолжается практически непрерывно до настоящего времени. Тектонической структуре массива, петрографии и петрохимии слагающих его ультраосновных и основных пород посвящена обширнейшая геологическая литература [6, 7, 15, 18, 42, 49-52, 57, 62, 67, 70, 71 и др.]. Многочисленными работами показано, что ультрабазиты массива представляют собой нижнюю часть офиолитового аллохтона, разрез которого сопоставляется с разрезом раннепалеозойской океанской коры [15, 16, 59, 61, 63, 76, 77 и др.]. Установлено, что в структуре массива выделяются три покрова (Войкарский пакет), наклоненные под углом 5-60° к востоку: нижний, Хулгинский покров сложен в основном гранатовыми и цоизитовыми амфиболитами с блоками габбро-норитов; средний, Пайерский — ультрабазитами, габбро и диабазами дайковой серии; самый верхний, Лагортинский — амфиболитами и тоналитами, перекрытыми осадочно-вулканогенными разрезами островодужного комплекса. Войкарский пакет структурно перекрывает находящийся западнее

2.Зак.528

Лемвинский пакет покровов, сложенный вулканогенными и осадочными толщами глубоководного окраинного бассейна и подножия континентального склона [71], которые, в свою очередь, надвинуты на отложения шельфа Восточно-Европейской платформы. Большая часть Пайерского покрова, представляющего разрез офиолитовой ассоциации, сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса, которые образуют цепь сообщающихся линзовидных тел северо-восточного простирания. Ранее было показано [65, 70, 76, 78-80, 88 и др.], что главную роль в строении комплекса играют гарцбургиты, к основным особенностям которых относятся: выдержанность петрографического состава (оливин Fe_{90-92} - 75-85%, энстатит En_{90-92} - 10-20%, диопсид Di_{30-60} , Wo_{35-47} , Fs_{3-5} - 2,5%, глиноземистый хромшпинелид - 1-2%); широкое развитие полосчатых текстур; наличие линейных минеральных агрегатов, служащих признаком пластических деформаций породы. В гарцбургитах, среди которых встречаются небольшие участки шпинелевых лерцолитов, содержатся различные по форме и размерам дунитовые тела, часто окруженные ореолами закономерно ориентированных метасоматических дунитовых жил [82]. Жилы формировались в процессе перераспределения вещества гарцбургитов и шпинелевых лерцолитов в верхней мантии, с чем связано также образование некоторых тел хромититов и большей части жильных пироксенитов, которые часто встречаются в гарцбургитах. В меньшем количестве распространены жилы оливиновых габбро. Внутреннее строение массива характеризуется развитием крупных желобообразных структур, которые, повторяя в общем контуры тела гарцбургитов, одновременно дисконформны к его границам. Эти, как предполагалось наиболее ранние, структуры нарушены линейными зонами апогарцбургитовых метаморфитов, представляющих оливин-антигоритовыми породами с блоками несерпентинизированных гарцбургитов и дунитов. Оливин-антигоритовые породы маркируют зоны относительно проскальзывания пластин гарцбургитов, закладывавшиеся на этапе выведения мантийных масс в кору. Выведение сопровождалось локальными пластическими деформациями, которые начались при температурах 700-750 °C и продолжались в условиях их понижения до 400-500 °C [14]. Тела пород дунит-гарцбургитового комплекса ("ультраосновных тектонитов") с обеих сторон окаймлены габброидами: на западе они подстилаются апогаббровыми амфиболитами Хулгинского покрова, на востоке вверх по разрезу Пайерского покрова надстраиваются габбро-норитами и актинолит-анортитовыми габбро. Между ультраосновными тектонитами и габброидами на западе и на востоке прослеживаются породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, элементы стратификации которого конформны контактам гарцбургитовых тел и несогласны с их внутренней структурой. Верхнее положение в офиолитовом разрезе занимают комплекс параллельных диабазовых даек, образующих рой северо-восточного простирания, а также сохранившиеся в небольшом количестве измененные пиллоу-лавы [107]. Мощность разреза офиолитов Пайерского покрова достигает 8 км. В подошве Лагортинского покрова, надвинутого на породы офиолитовой ассоциации с востока, расположена зона тонкополосчатых бластомилонитов плагиоклаз-роговообманкового состава, представляющих собой мигматизированные, гранитизированные базальты и диабазы верхней части офиолитового разреза. К востоку бластомилониты сменяются крупнозернистыми амфиболитами, постепенно переходящими в гнейсовидные тоналиты.

По данным изучения изотопного состава стронция [6], габбро-нориты Войкар-Сыннинского массива имеют протерозойский (1,4 млрд лет), а гарцбургиты, возможно, и более древний возраст (до 2,5-3 млрд лет). Выведение габбро-ультрабазитового покрова в верхние горизонты коры на этапе тектонического скупыва-

ния началось, по геологическим данным, в допозднесилурийское время [77]. Этап скучивания, сопровождавшегося ростом островодужных поднятий, надежно датируется по возрасту тоналитов массива (400 ± 10 млн лет) [6].

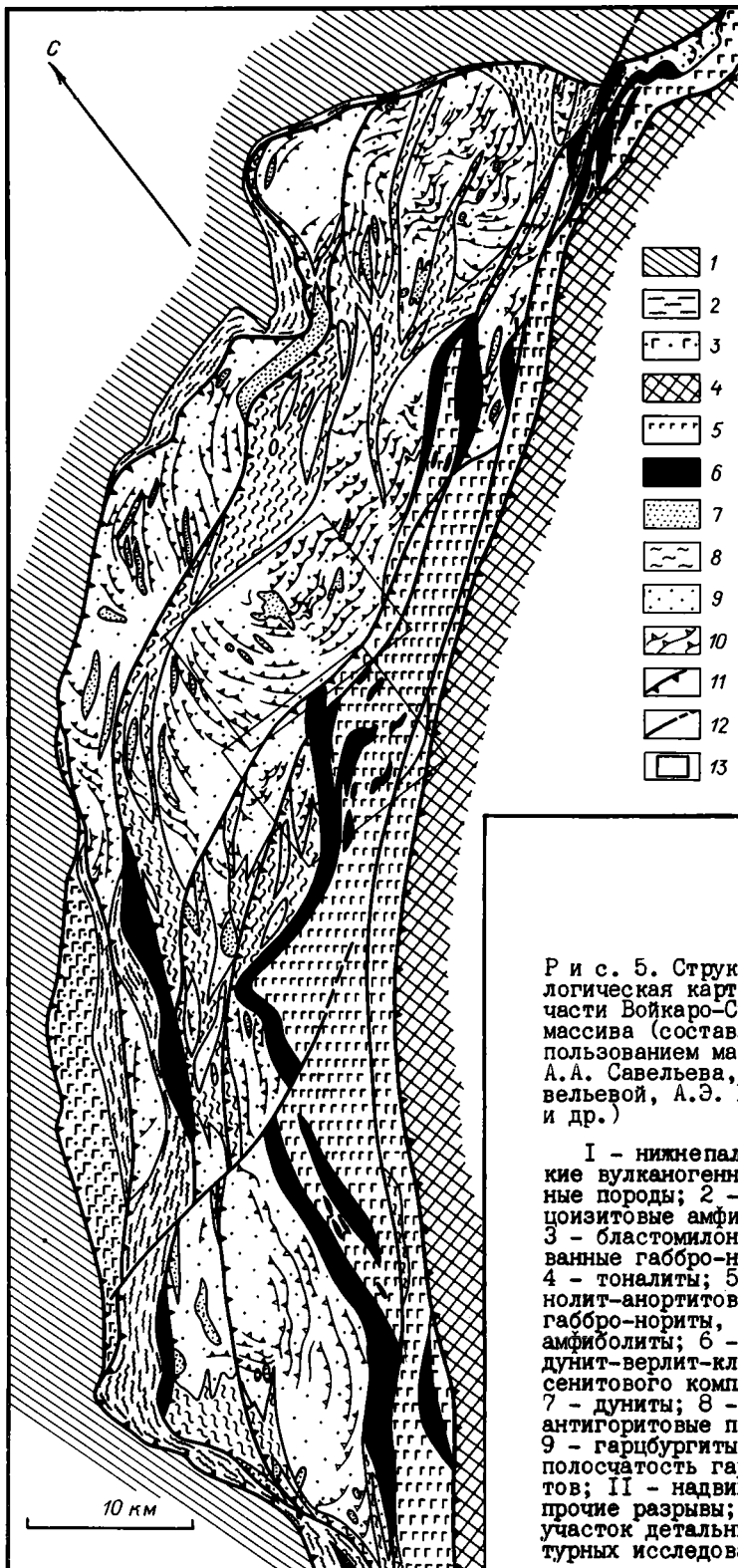
Макроструктура Войкаро-Сыньинского массива служит предметом дискуссий до настоящего времени. Для объяснения его симметричного строения, обусловленного присутствием габброидов и пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса как западнее, так и восточнее гарцбургитов, предлагаются различные модели. По мнению А.С. Перфильева [63, 88], массив представляет собой крупную, запрокинутую на северо-запад изоклинальную антиклиналь, ядро которой сложено гарцбургитами, а крылья - породами полосчатого комплекса и габброидами. Спорадическое распространение этих пород на западе массива связывают с тем, что перевернутое крыло складки местами срезано надвигом. Н.Л. Добрецов [65] объясняет существование "западного" дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса тектоническим совмещением офиолитовых разрезов, формировавшихся в различных условиях и, вероятно, в разное время. При этом не исключается, что граница между покровными пластинами, сложенными разными офиолитовыми разрезами, проходит внутри гарцбургитов примерно по западной границе широкой полосы оливин-антигоритовых пород, тяготеющей к западному контакту массива. Альтернативная модель предложена Г.Н. Савельевой [80]: формирование пород полосчатой серии вдоль граничных поверхностей гарцбургитового тела, "выкальвающегося" из мантийного субстрата.

Несмотря на различные воззрения на структуру массива и природу западных комплексов ультрабазитов и габброидов, все перечисленные исследователи единодушно признают, что в восточной его половине представлен наиболее полный стратифицированный разрез офиолитов, начинающийся с гарцбургитов и последовательно надстраивающийся к востоку породами дунит-верлит-клинопироксенитового, габброидного и диабазового комплексов. В связи с этим детальное изучение внутренней структуры и пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива, проводившееся автором в северной его части (рис. 5, см. вкл.), где разрез офиолитов слабо нарушен и достигает максимальной мощности, было сконцентрировано на участках развития восточного полосчатого комплекса и прилегающих к нему гарцбургитов.

Дунит-гарцбургитовый комплекс

Пластические деформации пород дунит-гарцбургитового комплекса ранее изучались А.И. Гончаренко и А.И. Чернышовым [13], которые охарактеризовали микроструктурное строение пород. Кроме того, этими исследователями было выделено пять генерации складок и показано, что только одна из них (крупная синформная структура в гарцбургитах) возникла вследствие ранних (мантийных) пластических деформаций ультрабазитов, а последующие генерации представляют собой более поздние коровые деформации, судя по всему одновременные с антигоризацией пород.

Основной целью автора было выделение наиболее ранних этапов высокотемпературных пластических деформаций ультраосновных тектонитов, происходивших до начала формирования апогарцбургитовых оливин-антигоритовых пород. В связи с этим для детальных исследований выбран хорошо обнаженный участок развития гарцбургитов (междуречье Лагорта-Ю и Правой Пайеры), первичные структуры которых в наименьшей степени нарушены наложенными деформациями, сопровождавшимися антигоризацией пород (рис. 6).



Р и с. 5. Структурно-геологическая карта северной части Вайкаро-Сыньинского массива (составлена с использованием материалов А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, А.Э. Граудиня и др.)

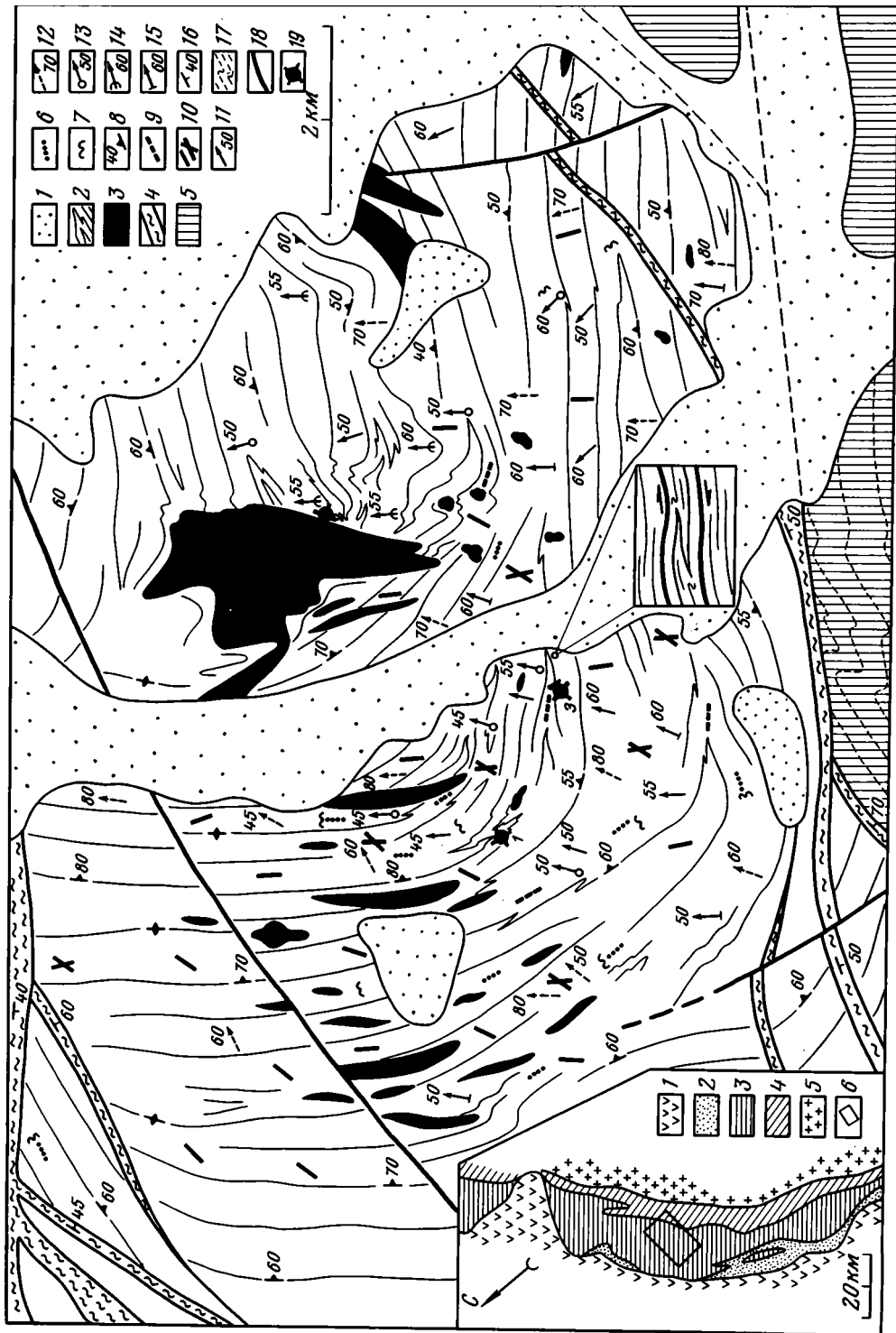
1 - нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 - гранатцоизитовые амфиболиты; 3 - blastsмилонитизированные габбро-нориты; 4 - тоналиты; 5 - актинолит-анортитовые габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты; 6 - породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса; 7 - дуниты; 8 - оливинантигоритовые породы; 9 - гарцбургиты; 10 - полосчатость гарцбургитов; 11 - надвиги; 12 - прочие разрывы; 13 - участок детальных структурных исследований

Ультраосновные тектониты в пределах участка слагают крупный (10х12 км) блок, представленный серпентинизированными гарцбургитами и ограниченный с севера и юга линейными зонами оливин-антигоритовых сланцев, маркирующими крупные разрывные нарушения. Наложенные деформации и метаморфизм гарцбургитов уже на расстоянии 100-200 м от этих зон проявляются очень слабо, в центральных частях блока они отсутствуют. В гарцбургитах содержатся в разной степени деформированные тела дунитов размерами от нескольких метров до 1,5 км. Наименее деформированные тела имеют неправильную форму и окружены сетью пересекающихся маломощных дунитовых жил. На обогащенных дунитами участках, как правило, наблюдается увеличение количества диопсидитовых, вебстеритовых и энстатитовых жил, которые зачастую смяты в пегматитовые складки и будинированы. В юго-восточной части гарцбургитового блока встречаются маломощные (2-20 см) жилы оливиновых габбро, которые распространены здесь, как и повсюду на массиве, главным образом вблизи контакта с породами полосчатого комплекса. Они, однако, отмечаются и во внутренних частях гарцбургитового тела, причем замечено, что в таких случаях жильные габброиды находятся в непосредственной близости от крупных недеформированных дунитовых тел или внутри их. Жилы габбро, как правило, не деформированы и обнаруживают тесную связь с жильными пироксенитами, несколько реже с дунитами: часто наблюдались постепенные переходы габбро в клинопироксенит по простиранию единой жилы; иногда отмечается появление жильных габбро на простирании выклинивающихся дунитовых жил. Контакт ультраосновных тектонитов с породами, залегающими выше габброидного и полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов, строение которых будет рассмотрено позже, находится в юго-восточной части участка и нарушен зонами наложенной антигоритизации.

Блок ультраосновных тектонитов имеет сложную складчатую внутреннюю структуру, которая проявляется благодаря широкому распространению полосчатых разностей гарцбургитов. Полосчатость относится к самым ранним структурным элементам пород и представлена двумя основными типами.

Наиболее распространена в гарцбургитах "грубая полосчатость", которая выражена в относительном обогащении и обеднении породы пироксенами вдоль субпараллельных поверхностей (рис. 7). Полосы, обогащенные и обедненные пироксенами, имеют примерно одинаковую мощность (5-10 см), границы полос иногда настолько нечеткие, что вблизи порода кажется гомогенной. Важная особенность полосчатости этого типа - ее прерывистость и невыдержанность: полосы выклиниваются ("растворяются") уже на протяжении нескольких метров; даже в пределах одного коренного выхода обычно небольшие вариации (2-5°) в ориентировке полос. В плоскостях полосчатости иногда наблюдаются линейно-плоскостные агрегаты, сложенные зернами диопсида, энстатита и хромшпинелида.

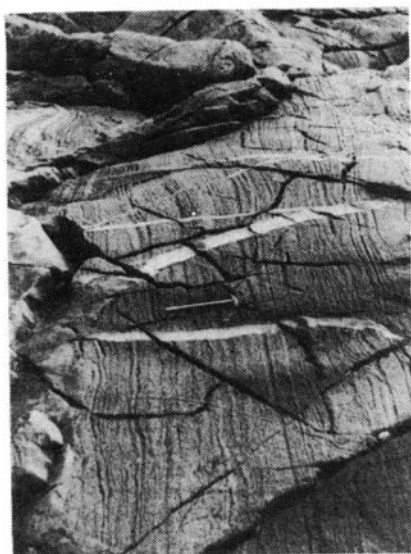
В грубополосчатых гарцбургитах часто встречаются рассеянные асимметричные складки пластического течения (F_0) осевые поверхности которых параллельны полосчатости (рис. 8). Складки имеют небольшую амплитуду (0,5 м) и быстро дисгармонично выполаживаются. Развита они в пределах узких зон, отделенных от гарцбургитов с недеформированной полосчатостью полосами, обогащенными пироксенами. Аналогичные "внутрипластовые" складчатые формы часто наблюдаются в метаморфических породах и возникают вследствие послонных скольжений по параллельным плоскостям [48]. Это приводит к выводу, что обогащенные пироксенами полосы гарцбургитов в момент формирования складок были плоскостями действия дифференциальных сдвиговых движений, которые и стали причиной возник-



Р и с. 6. Структурно-геологическая карта участка Войкаро-Сызынско-го массива (междуречье Лагорта-Ю и Правой Пайеры)

1 - четвертичные отложения; 2 - полосчатые гарцбургиты; 3 - дуниты; 4 - зоны антигоритовых и оливин-антигоритовых сланцев; 5 - породы дунит-верлит-пироксенитового и габбрового комплексов; 6 - будинированные жилы пироксенитов; 7 - складчатые жилы пироксенитов; 8 - элементы залегания полосчатости гарцбургитов S_0 ; 9, 10 - минеральная сланцеватость (9 - S_1 , 10 - S_{2-3}); 11, 12 - минеральная линейность (11 - L_1 , 12 - L_{2-3}); 13-15 - шарниры (13 - V_1 , 14 - V_2 , 15 - V_{2-3}); 16 - элементы залегания сланцеватости оливин-антигоритовых сланцев; 17 - структурные линии в породах полосчатого комплекса и в габброидах; 18 - разрывные нарушения; 19 - участки детальных исследований и их номера

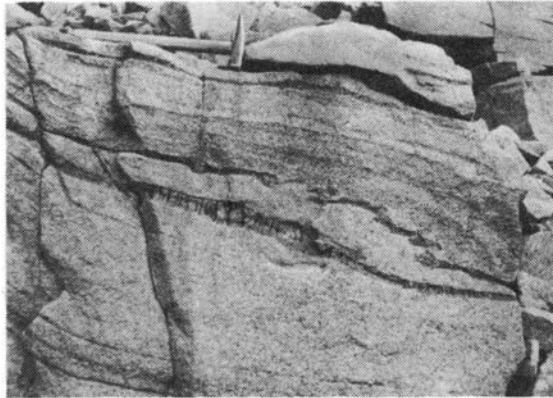
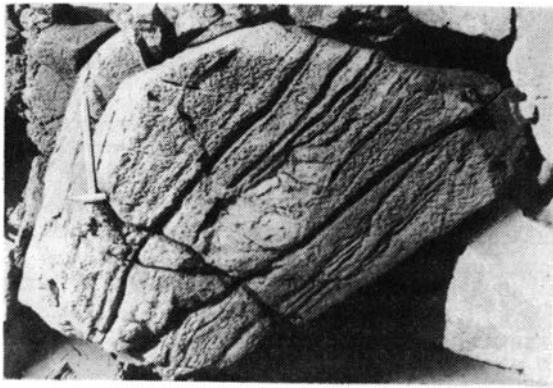
На врезке: 1 - нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 - гранат-цоизитовые амфиболиты; 3 - ультраосновные тектониты (дунит-гарцбургитовый комплекс); 4 - породы полосчатого комплекса, габброиды, амфиболиты; 5 - тоналиты; 6 - участок исследований



Р и с. 7. Полосчатость гарцбургитов (светлое - жилы дунитов)

Р и с. 8. "Внутрипластовая" складка пластического течения F_0 в гарцбургитах

новения полосчатости. На участках распространения таких складок в зонах наиболее интенсивного послойно-сдвигового пластического течения обычная грубая полосчатость, как правило, более четкая: границы полос здесь резкие, появляются практически мономинеральные полосы дунитов и пироксенитов (см. рис. 8). Дуниты часто образуют мощные полосы (20-50 см), к контактам которых приурочены более тонкие (1-2 см) пироксенитовые прослойки. Кроме полосовидных обособлений в грубополосчатых гарцбургитах встречаются линзовидные или будинообразные тела дунитов, мощность которых не превышает 1-2 м (рис. 9). Такие тела залегают либо под небольшим углом к преобладающему простиранию полосчатости, которая плавно отгибает их или испытывает вблизи них складкообразные изгибы, либо согласны с полосчатостью и, постепенно сужаясь, переходят в обогащенные оливинном полосы.



Р и с. 9. Линзовидное тело дунитов в грубополосчатых гарцбургитах
 Р и с. 10. Будинаж (структуры раздувов и пережимов) и складки
 в пироксенитовых полосах

Местами среди обычных грубополосчатых гарцбургитов развита полосчатость второго типа, выражающаяся в появлении субпараллельных жилообразных полос, сложенных дунитами и пироксенитами. Ее отличительные черты – резкость контактов полос, преобладание количества полос дунитового состава и значительные вариации их мощности (от 1 см до 1 м). Иногда наблюдается взаимное пересечение "мономинеральных" полос под небольшими ($5-10^\circ$) углами. Ориентировка полосчатости второго типа статистически совпадает с залеганием грубой полосчатости гарцбургитов, но отдельно взятые полосы отклоняются от этого положения на угол до 10° . Перечисленные черты и ряд других признаков: переход дунитовых полос в пироксенитовые по простиранию; структуры будинажа, особенно ярко выраженные в пироксенитовых полосах (рис. 10); развитие полосчатости этого типа в местах скопления деформированных линзовидных тел дунитов – позволяют связывать происхождение полосчатости второго типа с пластическими деформациями, "растаскиванием" жильных дунитов и пироксенитов, первоначально образовавших сетчатые ореолы вокруг дунитовых тел, аналогичных описанным ранее [82]. Различные стадии этого процесса можно наблюдать непосредственно

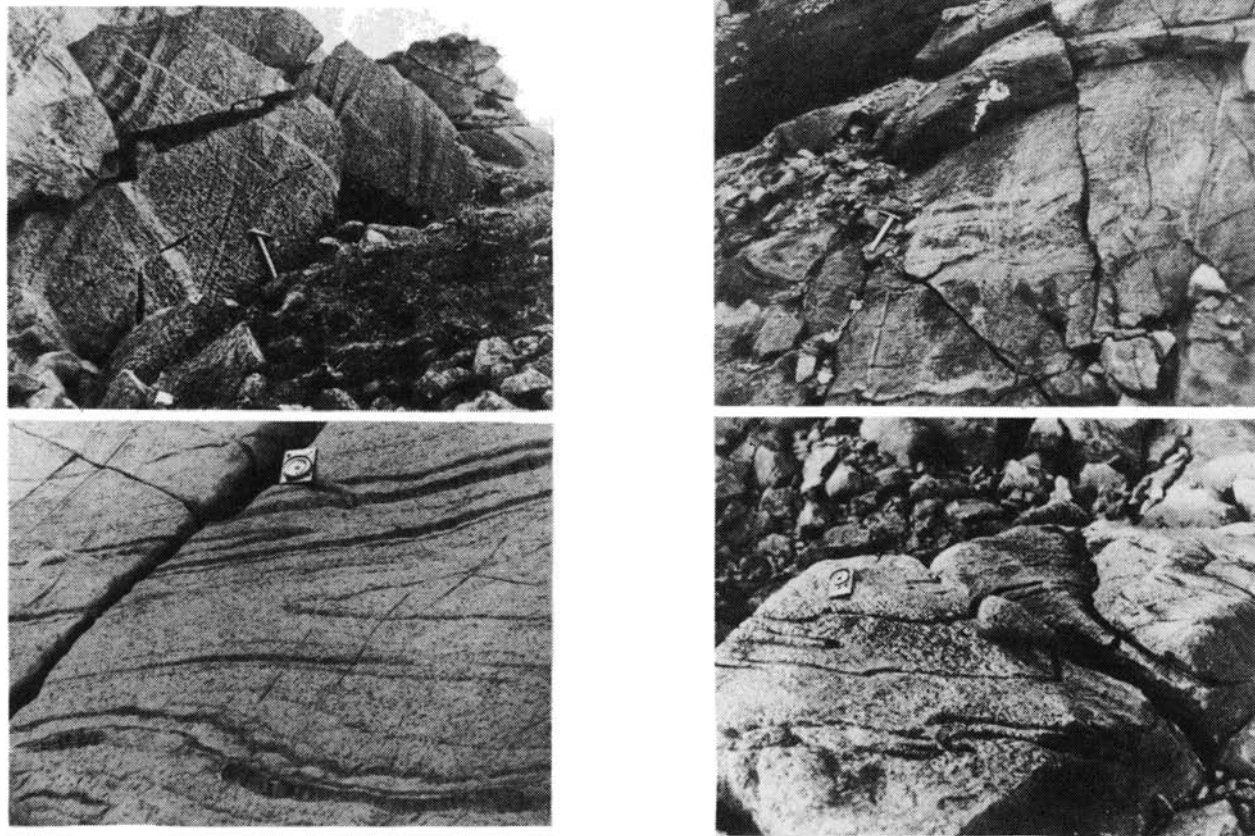
в обнажениях. Местами видно, как изометричные дунитовые тела с заключенными в них блоками гарцбургитов и окруженные сетью разноориентированных жил дунитов и пироксенитов в процессе прогрессирующей деформации растягиваются, разлинзовываются и сминаются в складки (см. рис. 10), крылья которых иногда настолько утоняются, что в породе сохраняются только единичные сдавленные и растащенные замки складок. Жильные образования независимо от их первичной ориентировки постепенно приводятся во взаимно параллельное положение, обуславливающее появление полосчатого строения пород, а изначально изометричные дунитовые тела приобретают форму вытянутых линз.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что полосчатость ультраосновных тектонитов возникла вследствие самой ранней фазы их пластических деформаций. На начальных стадиях эти деформации проявлялись в послонном пластическом течении ультраосновной породы, однородность которого нарушалась лишь в узких зонах, в которых образовались рассеянные "внутрипластовые" складки. Более поздние стадии этого процесса выразились в формировании полосчатости второго типа.

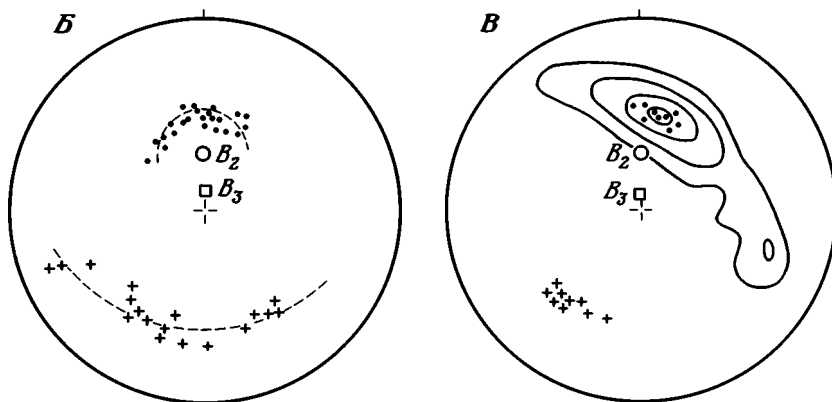
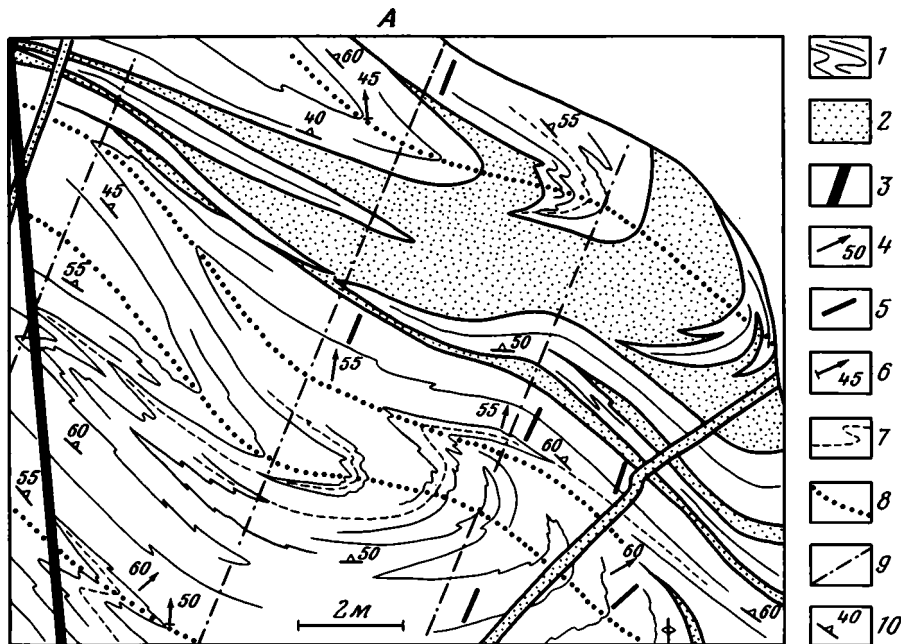
Последующие пластические деформации привели к появлению складчатых форм нескольких типов (см. рис. 6). Главной структурой, занимающей всю площадь участка, является крупномасштабная синклиналеобразная складка ("синформа"). В ее ядре развиты более мелкие концентрические складки; крылья осложнены открытыми складками, часть из которых — дочерние по отношению к главной структуре, а другая часть, как будет показано, образована в ходе деформаций самостоятельной фазы. К наиболее ранним структурным формам, на которые наложены перечисленные деформации, относятся изоклиналильные складки F_1 .

Выявление изоклиналильных складок в ультраосновных тектонитах сопряжено с большими трудностями, в связи с чем их удается наблюдать лишь на исключительно хорошо отпрепарированных обнажениях (рис. 11). Большинство изученных складок F_1 дополнительные по отношению к более крупным изоклиналильным структурам, конфигурация которых вырисовывается полосчатостью. Осевые поверхности складок OP_1 располагаются субпараллельно полосчатости гарцбургитов, ориентировка их шарниров B_1 зависит от положения складки в главной структуре: в западном ее крыле они имеют азимут склонения $0-20^\circ$, в восточном — $330-250^\circ$ и наклонены под углом $45-55^\circ$. Параллельно шарнирам изоклиналильных складок развивается минеральная линейность L_1 , выраженная вытянутыми агрегатами мелких зерен хромшпинелида и диопсида. В связи с тем, что форма агрегатов близка к вытянутому эллипсоиду вращения, минеральная сланцеватость S_{11} параллельная осевым поверхностям складок, выражена слабо. Пространственное положение L_1 и S_1 близко к положению полосчатости гарцбургитов, отклоняясь от него не более чем на 10° .

Геометрический анализ ориентировки шарниров B_1 и полюсов осевых плоскостей складок ($\mathcal{N}OP_1$) показал, что их концентрации контролируются дугами малых кругов, центром которых служит шарнир синформы (рис. 12, Б). Это свидетельствует о наложенном характере складчатости, сформировавшей главную структуру ультраосновных тектонитов, и о более раннем происхождении изоклиналильных складок. Ориентировка L_1 (рис. 13, Б) аналогична ориентировке шарниров B_1 , что особенно хорошо видно на диаграмме, построенной для области ядра синформы (рис. 13, В). Область рассеивания полюсов осевых поверхностей изоклиналильных складок совпадает с поясом концентраций $\mathcal{N}S_0$, что указывает на параллельность осевых поверхностей и полосчатости.

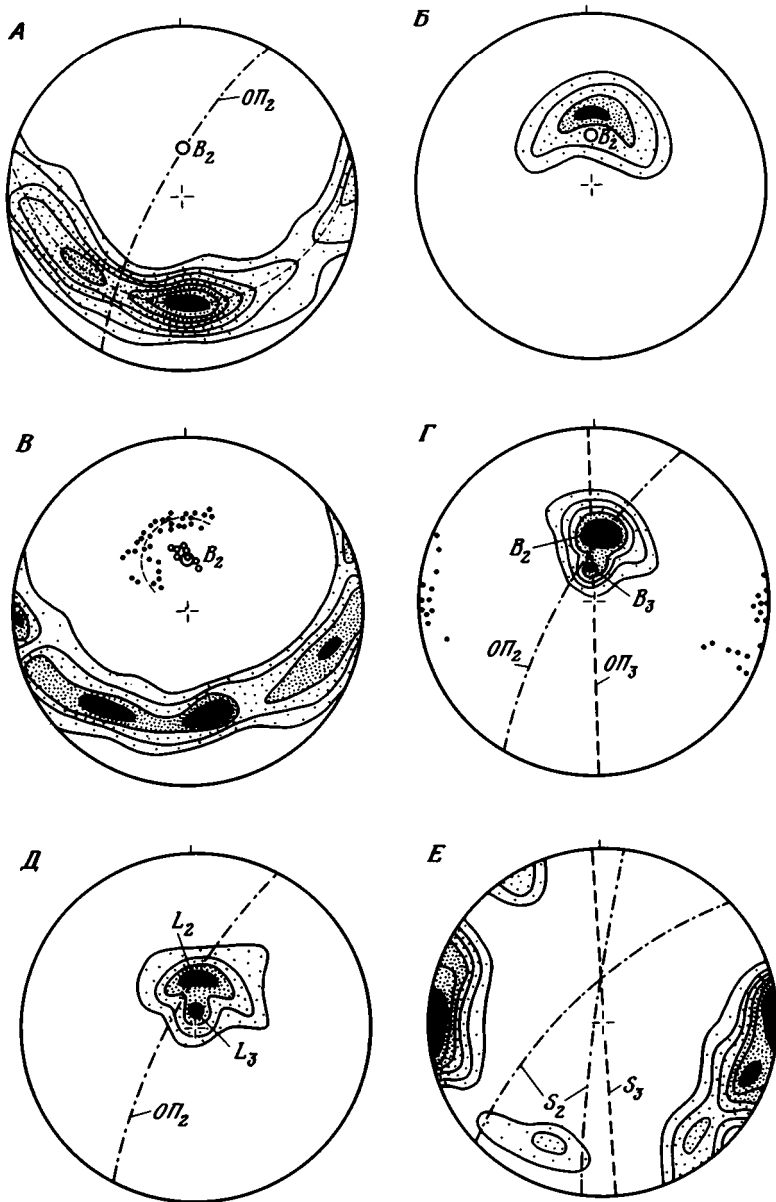


Р и с. 11. Изоклиальные складки F_1 в полосчатых гарцбургитах



Р и с. 12. Соотношения разных генераций складок (А) и диаграммы ориентировки их структурных элементов (Б, В) в присековой части главной синформы

А - складки F_1^1 , F_1^2 и F_2 на участке 1 (положение участка см. на рис. 6): 1 - полосчатые гарцбургиты; 2 - дуниты; 3 - жилы пироксенитов; 4 - минеральная линейность L_2 ; 5 - минеральная сланцеватость S_2 ; 6 - шарниры B_1^2 ; 7, 8 - осевые поверхности (7 - $ОП_1^1$, 8 - $ОП_1^2$); 9 - осевые плоскости $ОП_2$; 10 - элементы залегания полосчатости S_0 . Б - диаграмма ориентировки шарниров B_1 (точки) и полюсов осевых плоскостей ($\neq ОП_1$ - крестики) изоклиналильных складок F_1 . В - диаграмма β -пересечений плоскостей полосчатости, 106 пересечений, изолинии 1-5-15-30% (точки - B_1^2 , крестики - $\neq ОП_1^2$). Здесь и далее диаграммы ориентированы на север, равноплощадная проекция на нижнюю полусферу



Р и с. 13. Диаграммы ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов пород дунит-гарцбургитового комплекса

А - полосчатость πS_0 , 330 замеров, изолинии 1-2-4-6-8-10-12%; Б - линейность L_1 , 110 замеров, 2-5-10-15%; В - полосчатость πS_0 в области развития концентрических складок F_2^1 , 160 замеров, 1-2-4-6% (точки - L_1 , кружки - B_2^1); Г - шарниры B_{2-3} , 60 замеров, 2-4-8-12-16% (точки - πOP_{2-3}); Д - линейность L_{2-3} , 110 замеров, 2-5-10-20%; Е - πS_{2-3} , 75 замеров, 1-2-4-6-8-10%

На нескольких обнажениях наблюдались случаи взаимного наложения двух систем изоклиналильных складок. Породы участка, изображенного на рис. 12, А, представлены грубополосчатыми гарцбургитами, однако отмечается образование полосчатости второго типа за счет деформаций дунитовых жил, окружающих линзовидное дунитовое тело, а также смятие его совместно с полосчатостью в изоклиналинную складку. Параллельность осевых поверхностей ранних (F_1^1) и наложенных (F_1^2) изоклиналильных складок нарушается только в узких приосевых зонах складок F_1^2 . Для определения шарнира B_1^2 наложенной изоклиналильной складчатости построена диаграмма ρ — пересечений полосчатости (см. рис. 12, В), с максимумом которой совпадает область рассеивания шарниров B_1^2 , замеренных в обнажении. Сравнение диаграмм (см. рис. 12, В, В) показывает, что ориентировка шарниров B_1^2 и осевых плоскостей OP_1^2 не выходит за пределы полей рассеивания B_1 и OP_1 . Это позволяет интерпретировать складки F_1^1 и F_1^2 как складки синхронного наложения, сформировавшиеся в ходе пластических деформаций одной фазы [24].

Складчатые деформации этой первой фазы можно рассматривать как естественное продолжение сформировавшегося полосчатость гарцбургитов этапа пластического течения в условиях более низких температур: при повышении вязкости и, как следствие, затрудненности послойных движений порода на воздействие сил той же ориентировки начинает реагировать образованием складок. Пластическое течение сопровождалось формированием в гарцбургитах дунитовых тел, а также жильных пироксенитов и дунитов, которые по мере их возникновения вовлекались в процесс пластического течения: изоклиналильные складки пересекаются дунитовыми и пироксенитовыми жилами (нередко полифазными), которые изогнуты в складки, конформные изоклиналильным. С этой же фазой деформаций, по-видимому, связано появление нескольких генераций жил, описанных ранее [88]. На формирование во время этой фазы крупных дунитовых тел в гарцбургитах указывает характер деформаций жильных образований, ассоциирующих с линзовидными телами, границы которых под небольшими углами секут полосчатость. Эти жилы будинированы или смяты в птигматитовые складки, причем будинированные жилы ориентированы параллельно осевым поверхностям изоклиналильных складок, тогда как складчатые перпендикулярны к ним. Такие соотношения указывают на синхронность деформаций жил и складчатых деформаций первой фазы.

Во время второй фазы складчатых деформаций ультраосновных тектонитов была образована главная синформная структура участка. Элементы залегания полосчатости в северо-восточном и юго-западном ее крыльях соответственно $80-100^\circ \angle 70-80^\circ$ и $350-10^\circ \angle 50-60^\circ$. Ориентировка полосчатости на крыльях относительно стабильная, обнаруживает лишь незначительные колебания. В ядре синформы, напротив, простирания и углы падения полосчатости очень изменчивы, что связано с развитием в пределах этой области концентрических складок (рис. 14). Углы падения здесь изменяются от 50 до 90° . Для определения положения шарнира B_2 и осевой плоскости OP_2 была построена диаграмма полюсов полосчатости, замеренных на всей площади участка, за исключением области развития концентрических складок. Точки μS_0 (см. рис. 13, А) группируются в пояс, полюс которого отвечает осредненному положению шарнира складки. Осевая плоскость находится как дуга большого круга, проходящая через шарнир и делящая пополам сектор между максимумами. Азимуты погружения шарнира и падения осевой плоскости соответственно $0^\circ \angle 65^\circ$ и $320^\circ \angle 80^\circ$.

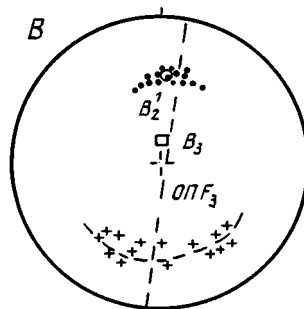
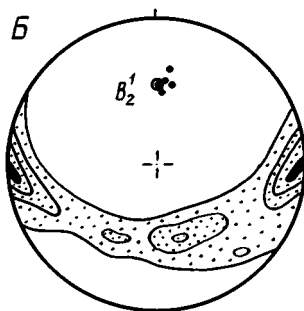
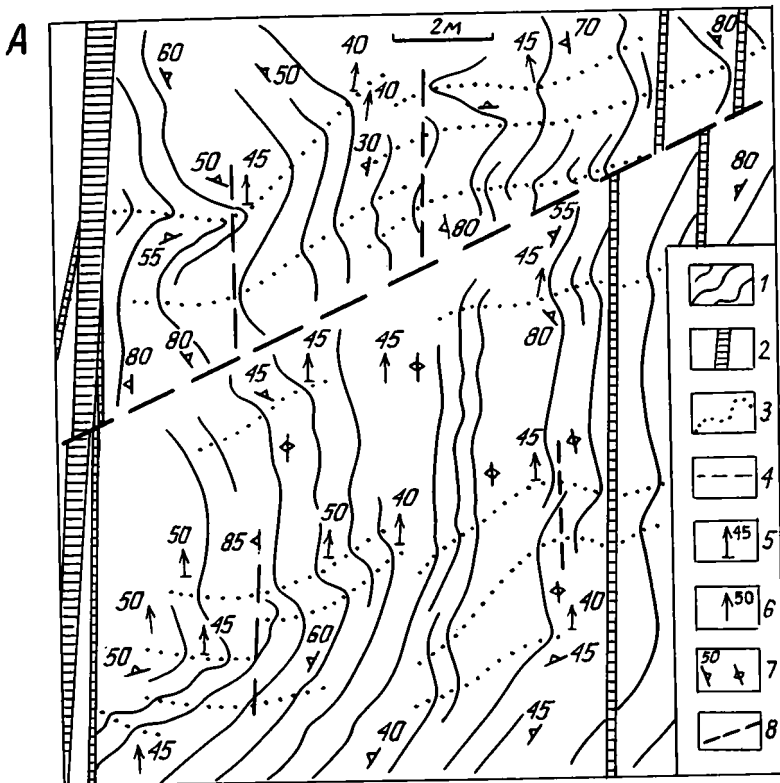
Распространенные в ядре главной структуры концентрические складки F_2 , как показал анализ, являются производными той же фазы деформаций и представляют собой типичное для складок изгиба [24] усложнение ядра крупной синформы. На рис. 13, В приведена диаграмма распределения точек \mathcal{N}_0 в зоне развития концентрических складок, сравнение которой с диаграммой, характеризующей синформу в целом (см. рис. 13, А), показывает их аналогичность, что не позволяет рассматривать такие складки как следствие самостоятельной фазы пластических деформаций. Наложение концентрических складок F_2^1 на изоклинальные фиксируется при детальном картировании полосчатости (см. рис. 6) и подтверждается анализом ориентировки линейности L_1 , развитой в области концентрической складчатости (см. рис. 13, В): линейность рассеивается по дуге малого круга, центром которого служит шарнир B_2 .



Р и с. 14. Концентрические складки F_2^1 в обедненных пироксенами гарцбурггитах, развитых в ядре главной синформы

Соотношение концентрических складок с более поздними (F_3) на крыле одной из таких структур, осложненном дополнительными мелкими складками, показано на рис. 15. Видно изгибание OP_2^1 в отлогие складки, осевые плоскости которых субвертикальны и имеют меридиональное простирание. Шарниры B_2^1 и полюса осевых плоскостей концентрических складок ($\mathcal{N}OP_2^1$) рассеиваются вдоль дуг малых кругов, центром которых служит точка, отвечающая шарниру наложенных складок B_3 (рис. 15, В). Осредненное положение шарнира складок F_2^1 найдено с помощью диаграммы полюсов полосчатости (рис. 15, В). Полюс дуги концентраций точек \mathcal{N}_0 , представляющий осредненное положение шарнира B_2^1 , совпадает с ориентировкой шарниров мелких складок. Интересная особенность участка — ортогональное положение осевых поверхностей дочерних складок по отношению к осевой плоскости материнской структуры, в то время как шарниры мелких складок и сингенетичная им линейность параллельны ее шарниру. Это свидетельствует о неоднородном распределении напряжений, характерном для складок изгиба и доказанном экспериментально [24, 138]: в разных частях складок изгиба меняются направления действия σ_1 и σ_2 при неизменном положении σ_3 .

Со складчатыми деформациями второй фазы связано появление в гарцбурггитах слабдеформированных изометричных дунитовых тел двух типов (см. рис. 6). К первому типу относятся тела неправильной формы размером до 1,5 км, имеющие резкие секущие контакты с гарцбурггитами и окруженные ореолами пересекающихся прямолинейных дунитовых жил [82, 102]. На синхронность этих тел второй фазе складчатых деформаций указывает их приуроченность к приосевой зоне главной синформы, а также пространственная ориентировка сопутствующих жил, которые



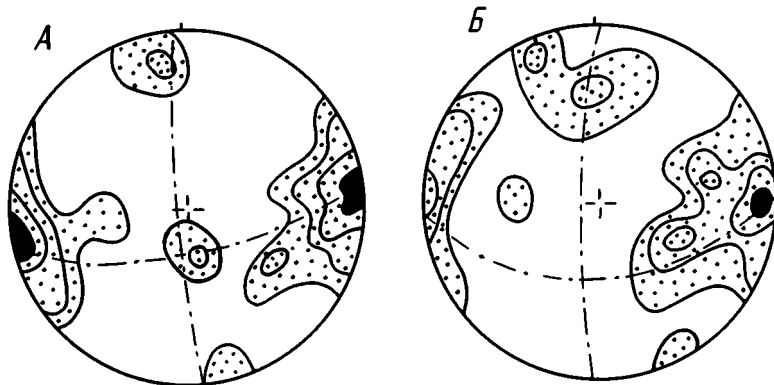
Р и с. 15. Соотношения разных генераций складок (А) и диаграммы ориентировки их структурных элементов (Б, В) в области ядра главной синформы

А - складки F_2^1 и F_3 на участке 2 (положение участка см. рис. 6): 1 - полосчатые гарцбургиты; 2 - жилы пироксенитов; 3 - осевые поверхности складок $ОП_2^1$; 4 - осевые плоскости $ОП_3$; 5 - шарниры B_2^1 ; 6 - минеральная линейность L_2 ; 7 - полосчатость S_0 ; 8 - разрывные нарушения. Б - λ S-диаграмма полосчатости (точки - шарниры крупных концентрических складок B_2^1), 100 замеров, изолинии 1-2-4-6%. В - диаграмма ориентировки шарниров B_2^1 (точки) и осевых плоскостей $ОП_2^1$ (крестики) мелких концентрических складок

образуют ортогональную сетку, закономерно расположенную по отношению к осевой плоскости и шарниру структуры. Второй тип дунитов представлен изометричными или слабовытянутыми телами, имеющими постепенные переходы к гарцбургитам. В пространственном положении таких тел особенно ярко проявляется структурный контроль: они распространены в ядре главной синформы в области развития концентрических складок и всегда приурочены к их наиболее напряженным участкам — зонам перегиба. По мере приближения к ядрам концентрических складок количество пироксенов в гарцбургитах постепенно уменьшается, а обогащенные пироксенами полосы утоняются. В осевых зонах складок порода, по существу уже представляющая собой энстатитовый дунит, полностью превращается в дуниты, в которых отмечается смятая в мелкие складки пластовая отдельность (следы полосчатости первичных гарцбургитов). Параллельно шарнирам складок развита линейность агрегатов хромшпинелида, ориентировка которой совпадает с ориентировкой шарниров B_2 и сингенетичной им линейности. Таким образом, соотношения формировавшихся во время деформаций второй фазы дунитов с гарцбургитами разнообразны. Встречаются тела, окруженные штокверком дунитовых жил, образование которых, следовательно, сопровождалось хрупкими деформациями, одновременными с пластическими. В ядре синформы, где давление и стресс были больше, возникали дунитовые тела с постепенными переходами к гарцбургитам. Выносу подвижных компонентов (рестированию) здесь способствовали значительные градиенты давления.

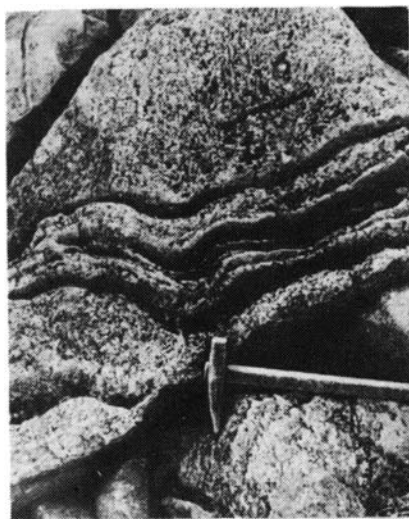
С деформациями этой же фазы связано образование большей части прямолинейных или слабodeформированных жил вебстеритов и диопсидитов, которые повсеместно встречаются в ультраосновных тектонитах, а также жил оливиновых габбро. Из анализа диаграмм ориентировки пироксенитовых жил (рис. 16, А) следует, что большая их часть образует ортогональную сеть (жилы меридионального и широтного простирания), расположенную симметрично по отношению к OP_2 , и, следовательно, представляет "залеченные" пироксенитами сколовые зоны, образовавшиеся синхронно с главной синформной складкой F_2 . Ориентировка габбровых жил (рис. 16, Б) аналогична ориентировке пироксенитов, что позволяет связывать их формирование со складчатыми деформациями второй фазы и находится в полном соответствии с полевыми наблюдениями соотношений жильных пироксенитов и габбро.

Структуры третьей фазы складчатых деформаций (см. рис. 15) представляют собой малоамплитудные плавные изгибы с меридиональными осевыми плоскостями. Похожими отлогими и открытыми складками, размер которых обычно не превышает 10 м, а угол между крыльями составляет $130-140^\circ$ (рис. 17), осложнены и крылья главной синформы (см. рис. 6). Параллельно их осевым плоскостям развивается минеральная сланцеватость, выраженная параллельным расположением крупных кристаллов энстатита, окруженных агрегатами более мелких зерен энстатита, диопсида и хромшпинелида. Линейность, выраженная удлинением таких минеральных сегрегаций, параллельна шарнирам складок. В связи с тем что шарниры и осевые плоскости складок ориентированы аналогично соответствующим элементам крупномасштабной складки, все они первоначально интерпретировались как дополнительные складки второй фазы складчатых деформаций. Однако неравномерность их распространения (большая часть складок приурочена к восточному крылу синформы), а также факты видимого пересечения двух систем минеральной сланцеватости позволили предположить, что часть открытых складок является самостоятельной системой, связанной с более поздними складчатыми деформациями. Это предположение подтвердилось при геометрическом анализе. Шарниры открытых скла-



Р и с. 16. σS -диаграммы ориентировки жил клинопироксенитов и габбро в породах дунит-гарцбургитового комплекса

А - клинопироксениты, 110 замеров, изолинии 2-4-8-12%; Б - габбро, 70 замеров, 2-4-8-12%; штрихпунктирные линии - доминирующие ориентировки жил



Р и с. 17. Складки F_{2-3} , осложняющие крылья главной синформы

док (см. рис. 13, Г) концентрируются в максимум, совпадающий с ориентировкой шарнира B_2 , причем наблюдается тенденция к их рассеиванию вдоль дуги, описанной вокруг второго точечного максимума. Эти особенности ярче проявляются в ориентировке линейности (см. рис. 13, Д). Рассеивание линейных элементов по дуге малого круга свидетельствует о существовании наложенной складчатости [24, 92] и позволяет считать, что крутозалегающие максимумы отмечают положения шарниров складок третьей фазы складчатых деформаций (B_3) и парагенетичной им линейности L_3 .

Анализ ориентировки минеральной сланцеватости (см. рис. 13, Е) показал, что сланцеватость S_2 образует дивергентный веер и ориентирована симметрично по отношению к осевой плоскости главной структуры. В ее западном крыле она простирается по азимутам $30-50^\circ$, в восточном - по азимутам $0-20^\circ$. Минер-

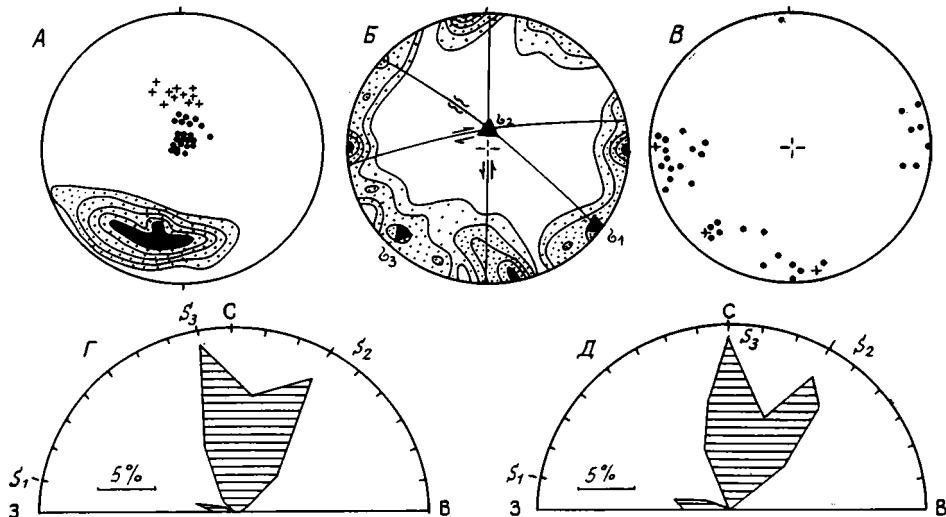
ральная сланцеватость S_3 вертикальная, простирающаяся в меридиональном направлении. Ее ориентировка стабильна на всей изученной площади.

Наложение складок третьей генерации объясняет факты взаимного пересечения двух идентичных систем минеральной сланцеватости в приосевой и западной частях синформы при отсутствии таких взаимоотношений в восточном ее крыле, где ориентировка S_2 и S_3 совпадает, а также меньшее распространение открытых складок на западе участка, где полосчатость ориентирована неблагоприятно для их формирования.

Деформации третьей фазы были значительно более слабыми, чем предыдущие. Кроме возникновения небольших малоамплитудных изгибов полосчатости и приуроченных к их осевым плоскостям линейно-плоскостных минеральных агрегатов, с ними связано также незначительное будинирование меридиональных и изгибание широтных пироксенитовых жил, сформировавшихся ранее. Возможно, что некоторая часть жильных пироксенитов (прямолинейные жилы меридионального простирания) и изолированные дунитовые жилы, не обнаруживающие пространственной связи с крупными телами, образованы во время третьей фазы складчатых деформаций.

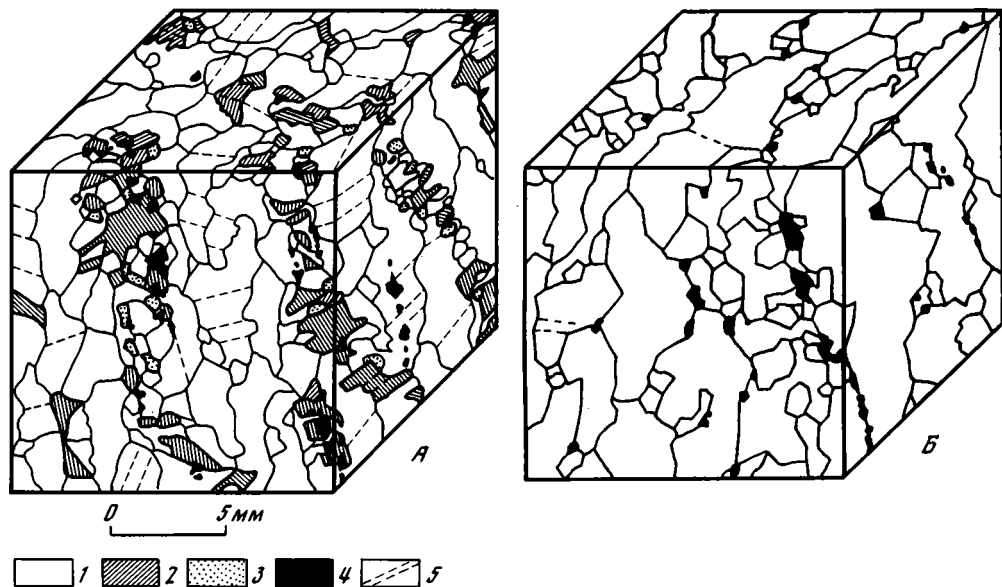
Микроструктурное изучение дунитов и гарцбургитов проводилось в образцах, отобранных на участке, где ярче проявлены взаимоотношения этих пород (рис. 18, см. вкл.). Большая часть участка сложена грубополосчатыми гарцбургитами, в которых наблюдаются изоклинные (F_1) и отлогие (F_{2-3}) складки, а также сингенетичные им минеральные агрегаты. Ориентировка полосчатости, линейности и минеральной сланцеватости (рис. 19, А) подчиняется закономерностям, выявленным для всего блока ультраосновных тектонитов (см. рис. 13). Дуниты, образующие шилообразное тело первого типа мощностью до 30 м, содержат блоки гарцбургитов, полосчатость в которых согласна с полосчатостью вмещающих пород. Переход от дунитов к гарцбургитам нерезок: по направлению к периферии дунитового тела постепенно увеличиваются размеры и количество гарцбургитовых блоков и дуниты сменяются гарцбургитами, рассеянными сетью дунитовых жил. Ориентировка жил сетчатого ореола (рис. 19, Б) свидетельствует о синхронности их образования со складчатыми деформациями второй фазы: дунитовые жилы образуют систему сопряженных сколов и отрывов, расположенную симметрично по отношению к OP_2 . Положение главных нормальных напряжений, определенное по общеизвестной методике, свидетельствует о том, что жильные дуниты сформировались в результате действовавшего в северо-западном направлении горизонтального сжатия. В дунитах встречаются шпильки хромититов мощностью до 50 см и мелкие цепочки мелкозернистого хромшпинелида. Их ориентировка (рис. 19, В) указывает на одновременность образования хромититов и дунитовых жил.

Дуниты и гарцбургиты имеют ясно выраженные тектонитовые микроструктуры. К наиболее характерным чертам строения гарцбургитов (рис. 20, А) относятся четкая агрегатная линейность L_2 , уплощенность оливиновых зерен и разнозернистость минералов. Оливин образует крупные уплощенные зерна размером в среднем $5 \times 2,5 \times 1,5$ мм, с неровными границами, вытянутые параллельно L_2 . С крупными зернами сосуществуют мелкие полигональные изометричные зерна оливина, размер которых редко превышает 0,5 мм, они занимают не более 5% площади шлифа. Энстатит представлен разнообразными по форме зернами (в среднем 1,5 мм), образующими субвертикальные линейные агрегаты, к которым приурочены также диоксид, хромшпинелид и мелкий оливин. В крупных зернах оливина и энстатита наблюдаются полосы излома, обычно ориентированные перпендикулярно к направлению линейности.



Р и с. 19. Диаграммы ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов участка 3

А - πS_0 , 130 замеров, изолинии 1-2-4-8-12% (крестики - L_1 , точки - L_{2-3});
 Б - дунитовые жилы, 95 замеров, 1-2-4-6-8% (b_1, b_2, b_3 - главные нормальные напряжения); В - шпировидные тела хромитов в дунитах (крестики - полюса наиболее часто встречающихся дунитовых жил); Г - простирание линейно-плоскостных пироксеновых агрегатов в гарцбурггитах, 80 замеров; Д - простирание уплощенных зерен оливина гарцбурггитов, 100 замеров



Р и с. 20. Микроструктуры гарцбурггитов (А) [82] и дунитов (Б) дунит-гарцбурггитового комплекса Войкаро-Сыньинского массива

1 - оливин; 2 - энстатит; 3 - диопсид; 4 - хромшпинелид; 5 - границы полос излома

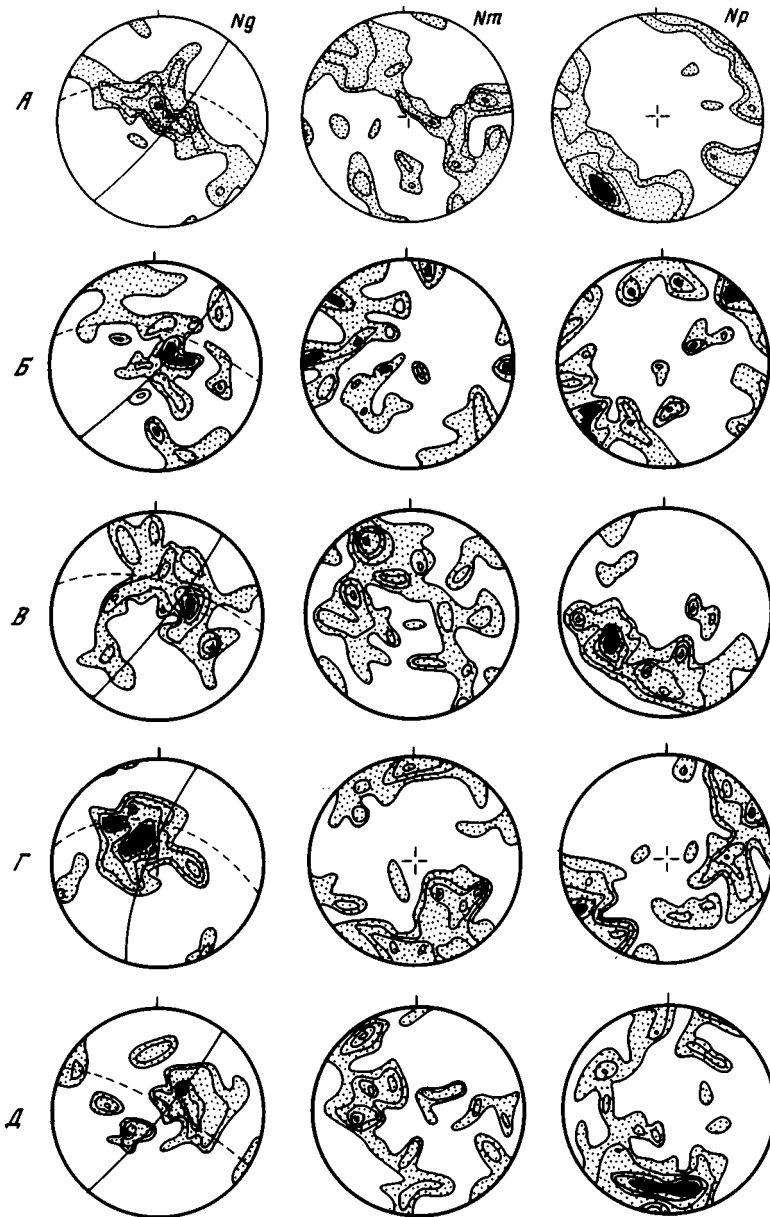
Микроструктура дунитов (рис. 20, Б) отличается большей разномасштабностью — мелкие полигональные зерна оливина занимают в них до 15% площади шлифа. Тем не менее основной объем породы составляют удлиненные крупные зерна оливина, отличающиеся от оливина гарцбургитов только более прямолинейными границами. Линейность в дунитах, выраженная удлинением крупных и вытянутостью агрегатов мелких полигональных зерен, параллельна агрегатной линейности гарцбургитов. В крупных оливинах дунитов также наблюдаются полосы излома, но в меньшем количестве.

Широкое распространение в гарцбургитах и дунитах вытянутых уплощенных зерен оливина и наличие во многих из них полос излома позволяют предполагать, что эти породы подвергались пластической деформации посредством внутризернового трансляционного скольжения. Существование наряду с удлиненными мелкими полигональными зернами указывает на частичную рекристаллизацию пород, одновременную со скольжением $[101]$. Судя по доле мелких зерен в общей массе пород, синтетектоническая рекристаллизация играла при пластическом течении подчиненную роль, которая сводилась к снятию упрочнения: появление новых, свободных от напряжений зерен делало возможным непрерывное протекание пластической деформации трансляционным скольжением. Таким образом, уже предварительное изучение пород позволяет полагать, что доминирующим механизмом пластического течения в гарцбургитах и дунитах было внутризерновое скольжение. Изучение оптической ориентировки минералов пород подтверждает это предположение и вносит в него существенные дополнения.

Сравнение оптических ориентировок оливинов гарцбургитов и дунитов показало их различие. Для диаграмм ориентировки оливина гарцбургитов характерно наложение двух ортогональных поясов: пояса $Ng-Nm$ с перпендикулярным ему максимумом Np , расположенным в плоскости уплощенности, и пояса $Np-Nm$ с максимумом Ng , близким к направлению линейности (рис. 21, А-В). Ориентировка оливина дунитов отличается наличием более четкого пояса $Np-Nm$ с перпендикулярным к нему точечным максимумом осей Ng . Пояс $Ng-Nm$ на диаграммах ориентировки оливина дунитов отсутствует (рис. 21, Г) или сохраняется в виде реликтов (рис. 21, Д). Ориентировка, выраженная поясом $Np-Nm$ с параллельным линейности точечным максимумом Ng , присущая оливину дунитов и гарцбургитов, могла образоваться либо при деформации трансляционным скольжением по системе $(Ok1)$ $[100]$, либо путем синтетектонической рекристаллизации. Определению механизма пластического течения помогает привлечение данных по энстатиту: при деформации путем трансляционного скольжения максимум Np энстатита ориентируется параллельно уплощенности, а при рекристаллизации — перпендикулярно к ней (см. рис. 3). В нашем случае оптическая ориентировка этого минерала (см. рис. 21, Б) указывает на то, что ориентирующим механизмом было внутризерновое трансляционное скольжение по системе (100) $[001]$ в энстатите и системе $(Ok1)$ $[001]$ в оливине.

Изучение полос излома подтверждает вывод о том, что во время пластических деформаций дунитов и гарцбургитов активной системой скольжения в оливине была система $(Ok1)$ $[100]$. На гистограмме распределения активных плоскостей скольжения в оливине гарцбургитов (рис. 22) выделяется ряд пиков, которые отвечают плоскостям семейства $(Ok1)$. Наиболее интенсивные пики соответствуют плоскостям (010) и (031) .

Возникновение оптической ориентировки оливина, доминирующей как в дунитах, так и в гарцбургитах, связано со складчатыми деформациями второй и, возможно,

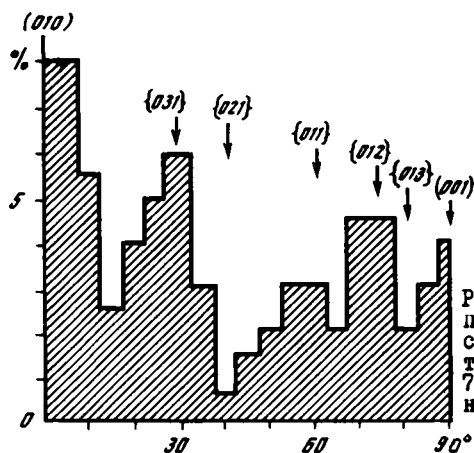


Р и с. 21. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы минералов гарцбургитов и дунитов

Гарцбургиты: А - обр. 1, 150 зерен оливина, изолинии 1-2-4-6-8%; Б - обр. 1, 70 зерен энстатита, 1, 5-3, 0-4, 5%; В - обр. 3, 100 зерен оливина, 1-2-4-6-8%. Дуниты: Г - обр. 9, 100 зерен оливина, 1-2-4-6-8%; Д - обр. 2, 120 зерен оливина, 1-2-4-6-8%. Сплошная линия - плоскость уплотненности оливина, совпадающая с минеральной сланцеватостью S_{2-3} ; пунктир - полосчатость; треугольник - линейность L_{2-3} . Здесь и далее диаграммы ориентированы на север, равноплощадная проекция на нижнюю полусферу

третьей фаз. На это указывают такие признаки, как параллельность максимумов N_g и линейности L_{2-3} , приуроченность этих максимумов к плоскости минеральной сланцеватости S_{2-3} , а также совпадение по ориентировке сланцеватости с замеренной в шлифах уплощенностью оливиновых зерен дунитов и гарцбургитов (см. рис. 19, Г, Д).

На микроструктурных диаграммах оливина гарцбургитов запечатлена также более ранняя ориентировка (пояс N_g-N_m , перпендикулярный максимуму N_p), следы которой в дунитах отсутствуют или проявлены слабо. Хотя интерпретация этой ранней ориентировки затруднена ее нечеткостью, имеются признаки, позволяющие связывать ее возникновение в гарцбурггитах со складчатыми деформациями первой фазы. Пояса N_g-N_m располагаются, как правило, под небольшим углом к полосчатости, т.е. аналогично осевым поверхностям OP_1 изоклинальных складок; в облас-



Р и с. 22. Распределение активных плоскостей трансляционного скольжения системы $(010)[100]$ в оливинах гарцбурггита Войкар-Сыньинского массива (обр. 1, 70 замеров), полученное с помощью изучения полос излома

ти пересечения с плоскостью полосчатости внутри поясов наблюдается появление максимумов N_g небольшой интенсивности, ориентировка которых совпадает с положением L_1 (см. рис. 21, А-В и 19, А). Эти признаки свидетельствуют о том, что ранняя ориентировка оливина гарцбургитов возникла в результате действия механизма трансляционного скольжения, причем, судя по субнормальному положению максимума N_p к плоскости полосчатости, активной в это время была система $(010)[100]$. Стоит отметить, что сохранение реликтов ранней "гарцбурггитовой" ориентировки в дунитах свидетельствует об их апогарцбурггитовой природе и подтверждает предположение о метасоматическом происхождении дунитов Войкар-Сыньинского массива [82].

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс

Ультраосновные породы восточного дунит-верлит-клинопироксенитового "полосчатого" комплекса офиолитовой ассоциации, структурно расположенные выше ультраосновных тектонитов, слагают основание разреза габброидов. Ультрабазиты образуют протяженную полосу шириной до 2 км вдоль залегающего под углом $50-70^\circ$ к юго-востоку контакта с породами дунит-гарцбурггитового комплекса (см. рис. 5). Ее простирание, в общем подчиняясь генеральному северо-восточному направлению, достаточно изменчиво (от меридионального до субширотного) и всегда согласно простиранию контакта с ультраосновными тектонитами. Строение полосы развития рассматриваемого комплекса относительно постоянно: непосредственно к гарцбурггитам примыкает зона дунитов, которые постепенно сменяются

верлитами и далее на восток – зоной чередования дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и габбро, которые образуют полосы, линзы и будинообразные тела различных размеров. Восточнее разрез ультрабазитов надстраивается габбро–норитами, превращенными на значительных площадях в актинолит–анортитовые породы и содержащими линзовидные блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов, реже серпентинизированных гарцбургитов. Разрез комплекса в общем хорошо выдерживается по простиранию полосы, хотя местами наблюдаются некоторые вариации мощности той или иной части разреза и ее внутреннего строения. Далеко не всегда, например, четко обособляется зона дунитов: в ней часто наблюдается чередование дунитов с верлитами.

Контакт полосчатого комплекса с гарцбургитами, как правило, нарушен поздними тектоническими нарушениями преимущественно надвигового характера. На отдельных участках эти нарушения были незначительными и согласными первичному контакту. В таких случаях они выражены маломощными (2–10 м) зонами антигортизированных гарцбургитов или апогарцбургитовых оливин–антигоритовых сланцев. Чаще надвиговые нарушения имеют несогласный характер и выражаются образованием мощных тектонических зон (до 300 м), в которых гарцбургиты, дуниты, пироксениты и габброиды метаморфизованы в амфиболитовой или зеленосланцевой фации [38]. С такими нарушениями связано наблюдаемое местами выклинивание полосчатого комплекса и появление участков, на которых ультраосновные тектониты контактируют непосредственно с габброидами. Надвиговая природа поздних тектонических нарушений ярко проявляется на севере массива, где отчетливо выделяются три покровные пластины, в каждой из которых основание сложено гарцбургитами, а более верхние части – породами полосчатого комплекса и габброидами (см. рис. 5).

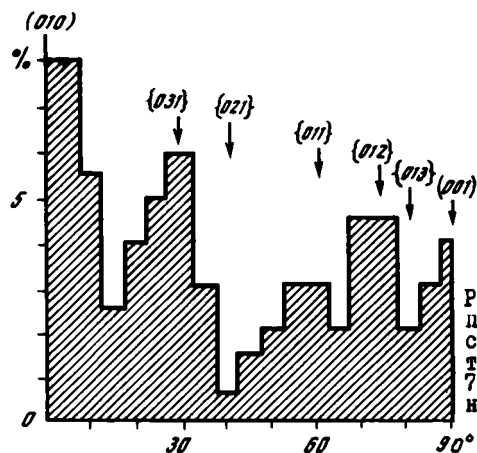
С наибольшей детальностью структурные исследования дунит–верлит–клинопироксенитового комплекса проведены автором на участке, находящемся непосредственно южнее блока ультраосновных тектонитов (рис. 23), структура которого была рассмотрена выше.

Закономерности структурного положения ультрабазитов полосчатого комплекса в пределах участка типичны для всей восточной зоны в целом. Они образуют почти прямолинейную, согласную контакту с породами дунит–гарцбургитового комплекса полосу, которая на севере участка испытывает изгиб в восточном направлении, расщепляется глубоким затеком габброидов и образует линзовидные выклинивания. Дуниты, верлиты и клинопироксениты встречаются и внутри габброидов, где образуют вытянутые линзы, длина которых изменяется от нескольких метров до 2 км и более. На юго–востоке участка среди габброидов залегает крупное (более 5 км в длину) линзовидное тело серпентинизированных брекчированных гарцбургитов, представляющих собой, по–видимому, тектонический блок.

На севере участка породы полосчатого комплекса отделяются от ультраосновных тектонитов зоной оливин–антигоритовых сланцев мощностью около 300 м, которые маркируют тектоническое нарушение, падающее под углом 45–50° к югу. С этим нарушением связано выклинивание дунит–верлитовой зоны и приведение в непосредственное соприкосновение ультраосновных тектонитов с габброидами. На западе участка вдоль контакта полосчатого комплекса с ультраосновными тектонитами расположена маломощная (5–10 м) зона оливин–антигоритовых сланцев, представляющая собой незначительное согласное нарушение, падение которого (60–70° к востоку) совпадает с элементами залегания стратифицированных дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Ультраосновные тектониты вблизи контакта

третьей фаз. На это указывают такие признаки, как параллельность максимумов N_g и линейности L_{2-3} , приуроченность этих максимумов к плоскости минеральной сланцеватости S_{2-3} , а также совпадение по ориентировке сланцеватости с замеренной в шлифах уплощенностью оливиновых зерен дунитов и гарцбургитов (см. рис. 19, Г, Д).

На микроструктурных диаграммах оливина гарцбургитов запечатлена также более ранняя ориентировка (пояс N_g-N_m , перпендикулярный максимуму N_p), следы которой в дунитах отсутствуют или проявлены слабо. Хотя интерпретация этой ранней ориентировки затруднена ее нечеткостью, имеются признаки, позволяющие связывать ее возникновение в гарцбурггитах со складчатыми деформациями первой фазы. Пояса N_g-N_m располагаются, как правило, под небольшим углом к полосчатости, т.е. аналогично осевым поверхностям OP_1 изоклинальных складок; в облас-



Р и с. 22. Распределение активных плоскостей трансляционного скольжения системы $(0k1)[100]$ в оливинах гарцбурггита Войкаро-Сыньинского массива (обр. 1, 70 замеров), полученное с помощью изучения полос излома

ти пересечения с плоскостью полосчатости внутри поясов наблюдается появление максимумов N_g небольшой интенсивности, ориентировка которых совпадает с положением L_1 (см. рис. 21, А-В и 19, А). Эти признаки свидетельствуют о том, что ранняя ориентировка оливина гарцбургитов возникла в результате действия механизма трансляционного скольжения, причем, судя по субнормальному положению максимума N_p к плоскости полосчатости, активной в это время была система $(010)[100]$. Стоит отметить, что сохранение реликтов ранней "гарцбурггитовой" ориентировки в дунитах свидетельствует об их апогарцбурггитовой природе и подтверждает предположение о метасоматическом происхождении дунитов Войкаро-Сыньинского массива [82].

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс

Ультраосновные породы восточного дунит-верлит-клинопироксенитового "полосчатого" комплекса офиолитовой ассоциации, структурно расположенные выше ультраосновных тектонитов, слагают основание разреза габброидов. Ультрабазиты образуют протяженную полосу шириной до 2 км вдоль залегающего под углом $50-70^\circ$ к юго-востоку контакта с породами дунит-гарцбурггитового комплекса (см. рис. 5). Ее простираение, в общем подчиняясь генеральному северо-восточному направлению, достаточно изменчиво (от меридионального до субширотного) и всегда согласно простираению контакта с ультраосновными тектонитами. Строеение полосы развития рассматриваемого комплекса относительно постоянно: непосредственно к гарцбурггитам примыкает зона дунитов, которые постепенно сменяются

верлитами и далее на восток – зоной чередования дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и габбро, которые образуют полосы, линзы и будинообразные тела различных размеров. Восточнее разрез ультрабазитов надстраивается габбро–норитами, превращенными на значительных площадях в актинолит–анортитовые породы и содержащими линзовидные блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов, реже серпентинизированных гарцбургитов. Разрез комплекса в общем хорошо выдерживается по простиранию полосы, хотя местами наблюдаются некоторые вариации мощности той или иной части разреза и ее внутреннего строения. Далеко не всегда, например, четко обособляется зона дунитов: в ней часто наблюдается чередование дунитов с верлитами.

Контакт полосчатого комплекса с гарцбургитами, как правило, нарушен поздними тектоническими нарушениями преимущественно надвигового характера. На отдельных участках эти нарушения были незначительными и согласными первичному контакту. В таких случаях они выражены маломощными (2–10 м) зонами антигоризированных гарцбургитов или апогарцбургитовых оливин–антигоритовых сланцев. Чаще надвиговые нарушения имеют несогласный характер и выражаются образованием мощных тектонических зон (до 300 м), в которых гарцбургиты, дуниты, пироксениты и габброиды метаморфизованы в амфиболитовой или зеленосланцевой фации [38]. С такими нарушениями связано наблюдаемое местами выклинивание полосчатого комплекса и появление участков, на которых ультраосновные тектониты контактируют непосредственно с габброидами. Надвиговая природа поздних тектонических нарушений ярко проявляется на севере массива, где отчетливо выделяются три покровные пластины, в каждой из которых основание сложено гарцбургитами, а более верхние части – породами полосчатого комплекса и габброидами (см. рис. 5).

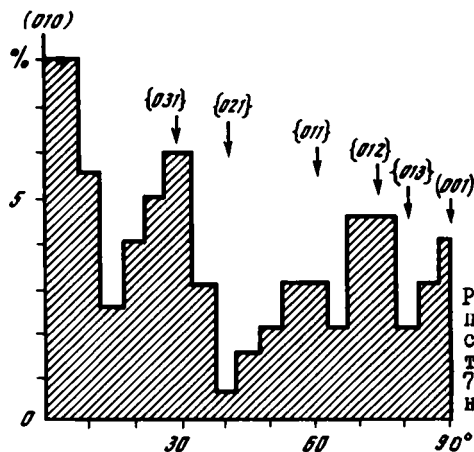
С наибольшей детальностью структурные исследования дунит–верлит–клинопироксенитового комплекса проведены автором на участке, находящемся непосредственно южнее блока ультраосновных тектонитов (рис. 23), структура которого была рассмотрена выше.

Закономерности структурного положения ультрабазитов полосчатого комплекса в пределах участка типичны для всей восточной зоны в целом. Они образуют почти прямолинейную, согласную контакту с породами дунит–гарцбургитового комплекса полосу, которая на севере участка испытывает изгиб в восточном направлении, расщепляется глубоким затеком габброидов и образует линзовидные выклинивания. Дуниты, верлиты и клинопироксениты встречаются и внутри габброидов, где образуют вытянутые линзы, длина которых изменяется от нескольких метров до 2 км и более. На юго–востоке участка среди габброидов залегает крупное (более 5 км в длину) линзовидное тело серпентинизированных брекчированных гарцбургитов, представляющих собой, по–видимому, тектонический блок.

На севере участка породы полосчатого комплекса отделяются от ультраосновных тектонитов зоной оливин–антигоритовых сланцев мощностью около 300 м, которые маркируют тектоническое нарушение, падающее под углом 45–50° к югу. С этим нарушением связано выклинивание дунит–верлитовой зоны и приведение в непосредственное соприкосновение ультраосновных тектонитов с габброидами. На западе участка вдоль контакта полосчатого комплекса с ультраосновными тектонитами расположена маломощная (5–10 м) зона оливин–антигоритовых сланцев, представляющая собой незначительное согласное нарушение, падение которого (60–70° к востоку) совпадает с элементами залегания стратифицированных дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Ультраосновные тектониты вблизи контакта

третьей фаз. На это указывают такие признаки, как параллельность максимумов N_g и линейности L_{2-3} , приуроченность этих максимумов к плоскости минеральной сланцеватости S_{2-3} , а также совпадение по ориентировке сланцеватости с замеченной в шлифах уплощенностью оливиновых зерен дунитов и гарцбургитов (см. рис. 19, Г, Д).

На микроструктурных диаграммах оливина гарцбургитов запечатлена также более ранняя ориентировка (пояс N_g-N_m , перпендикулярный максимуму N_p), следы которой в дунитах отсутствуют или проявлены слабо. Хотя интерпретация этой ранней ориентировки затруднена ее нечеткостью, имеются признаки, позволяющие связывать ее возникновение в гарцбурггитах со складчатыми деформациями первой фазы. Пояса N_g-N_m располагаются, как правило, под небольшим углом к полосчатости, т.е. аналогично осевым поверхностям OP_1 изоклинальных складок; в обла-



Р и с. 22. Распределение активных плоскостей трансляционного скольжения системы $(010)[100]$ в оливинах гарцбурггита Войкаро-Сыньинского массива (обр. 1, 70 замеров), полученное с помощью изучения полос излома

ти пересечения с плоскостью полосчатости внутри поясов наблюдается появление максимумов N_g небольшой интенсивности, ориентировка которых совпадает с положением L_1 (см. рис. 21, А-В и 19, А). Эти признаки свидетельствуют о том, что ранняя ориентировка оливина гарцбургитов возникла в результате действия механизма трансляционного скольжения, причем, судя по субнормальному положению максимума N_p к плоскости полосчатости, активной в это время была система $(010)[100]$. Стоит отметить, что сохранение реликтов ранней "гарцбурггитовой" ориентировки в дунитах свидетельствует об их апогарцбурггитовой природе и подтверждает предположение о метасоматическом происхождении дунитов Войкаро-Сыньинского массива [82].

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс

Ультраосновные породы восточного дунит-верлит-клинопироксенитового "полосчатого" комплекса офиолитовой ассоциации, структурно расположенные выше ультраосновных тектонитов, слагают основание разреза габброидов. Ультрабазиты образуют протяженную полосу шириной до 2 км вдоль залегающего под углом $50-70^{\circ}$ к юго-востоку контакта с породами дунит-гарцбурггитового комплекса (см. рис. 5). Ее простирание, в общем подчиняясь генеральному северо-восточному направлению, достаточно изменчиво (от меридионального до субширотного) и всегда согласно простиранию контакта с ультраосновными тектонитами. Строение полосы развития рассматриваемого комплекса относительно постоянно: непосредственно к гарцбурггитам примыкает зона дунитов, которые постепенно сменяются

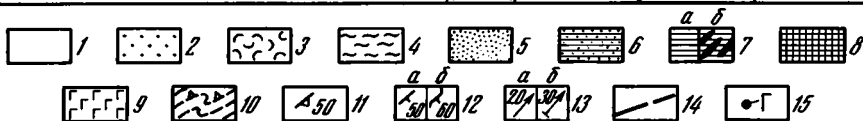
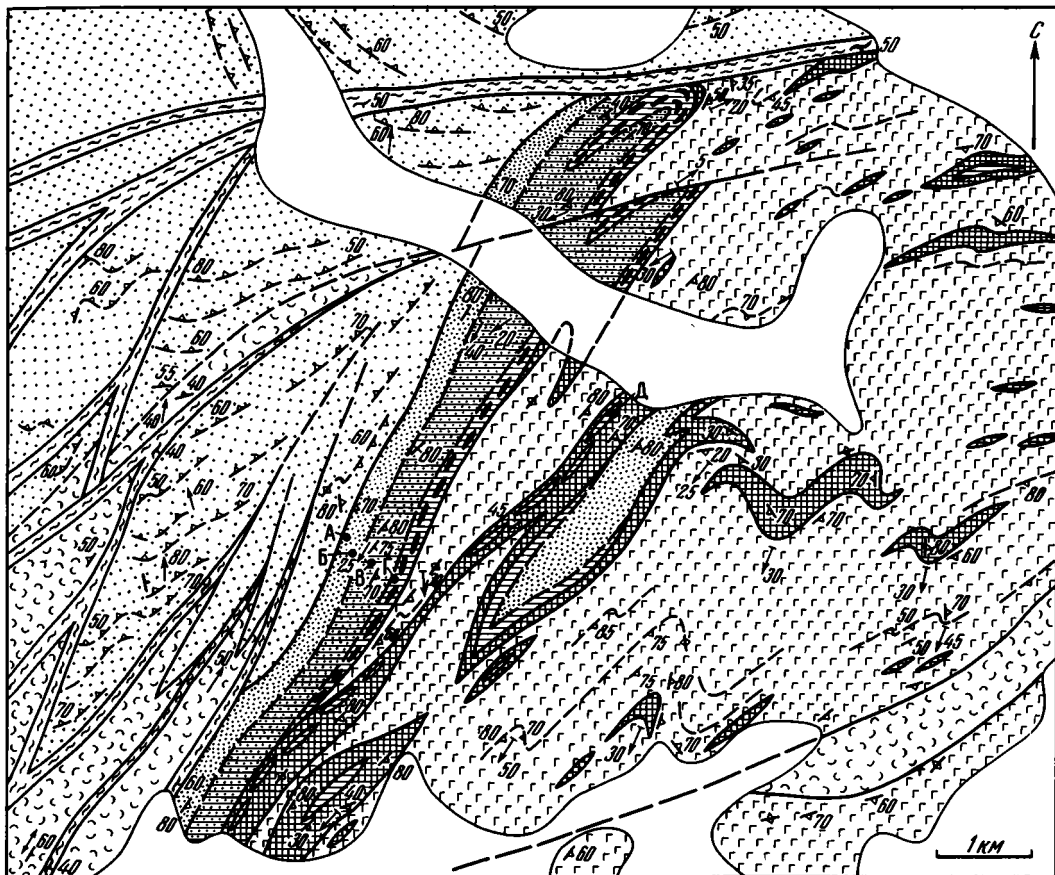
верлитами и далее на восток — зоной чередования дунитов, верлитов, клинопироксенитов, троктолитов и габбро, которые образуют полосы, линзы и будинообразные тела различных размеров. Восточнее разрез ультрабазитов надстраивается габбро-норитами, превращенными на значительных площадях в актинолит-анортитовые породы и содержащими линзовидные блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов, реже серпентинизированных гарцбургитов. Разрез комплекса в общем хорошо выдерживается по простиранию полосы, хотя местами наблюдаются некоторые вариации мощности той или иной части разреза и ее внутреннего строения. Далеко не всегда, например, четко обособляется зона дунитов: в ней часто наблюдается чередование дунитов с верлитами.

Контакт полосчатого комплекса с гарцбургитами, как правило, нарушен поздними тектоническими нарушениями преимущественно надвигового характера. На отдельных участках эти нарушения были незначительными и согласными первичному контакту. В таких случаях они выражены маломощными (2–10 м) зонами антигоризонированных гарцбургитов или апогарцбургитовых оливин-антигоритовых сланцев. Чаще надвиговые нарушения имеют несогласный характер и выражаются образованием мощных тектонических зон (до 300 м), в которых гарцбургиты, дуниты, пироксениты и габброиды метаморфизованы в амфиболитовой или зеленосланцевой фации [38]. С такими нарушениями связано наблюдаемое местами выклинивание полосчатого комплекса и появление участков, на которых ультраосновные тектониты контактируют непосредственно с габброидами. Надвиговая природа поздних тектонических нарушений ярко проявляется на севере массива, где отчетливо выделяются три покровные пластины, в каждой из которых основание сложено гарцбургитами, а более верхние части — породами полосчатого комплекса и габброидами (см. рис. 5).

С наибольшей детальностью структурные исследования дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса проведены автором на участке, находящемся непосредственно южнее блока ультраосновных тектонитов (рис. 23), структура которого была рассмотрена выше.

Закономерности структурного положения ультрабазитов полосчатого комплекса в пределах участка типичны для всей восточной зоны в целом. Они образуют почти прямолинейную, согласную контакту с породами дунит-гарцбургитового комплекса полосу, которая на севере участка испытывает изгиб в восточном направлении, расщепляется глубоким затеком габброидов и образует линзовидные выклинивания. Дуниты, верлиты и клинопироксениты встречаются и внутри габброидов, где образуют вытянутые линзы, длина которых изменяется от нескольких метров до 2 км и более. На юго-востоке участка среди габброидов залегает крупное (более 5 км в длину) линзовидное тело серпентинизированных брекчированных гарцбургитов, представляющих собой, по-видимому, тектонический блок.

На севере участка породы полосчатого комплекса отделяются от ультраосновных тектонитов зоной оливин-антигоритовых сланцев мощностью около 300 м, которые маркируют тектоническое нарушение, падающее под углом 45–50° к югу. С этим нарушением связано выклинивание дунит-верлитовой зоны и приведение в непосредственное соприкосновение ультраосновных тектонитов с габброидами. На западе участка вдоль контакта полосчатого комплекса с ультраосновными тектонитами расположена маломощная (5–10 м) зона оливин-антигоритовых сланцев, представляющая собой незначительное согласное нарушение, падение которого (60–70° к востоку) совпадает с элементами залегания стратифицированных дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Ультраосновные тектониты вблизи контакта



Р и с. 23. Структурно-геологическая карта участка Войкаро-Сынбьинского массива (междуречье Лагорта-Ю и Труба-Ю)

1 - четвертичные отложения; 2 - гарцбургиты; 3 - антигоритизированные гарцбургиты; 4 - оливин-антигоритовые сланцы; 5, 6 - верлит-дунитовая зона (5 - преимущественно дуниты, 6 - преимущественно верлиты); 7 - верлиты (а - шлирово-полосчатые, б - с жилами и линзами габбро); 8 - клинопироксениты; 9 - габброиды; 10 - структурные линии; 11 - полосчатость; 12 - сланцеватость (а - минеральная, б - оливин-антигоритовых сланцев); 13 - минеральная линейность (а), шарниры складок (б); 14 - разрывные нарушения; 15 - местоположение образцов, отобранных для микроструктурного анализа

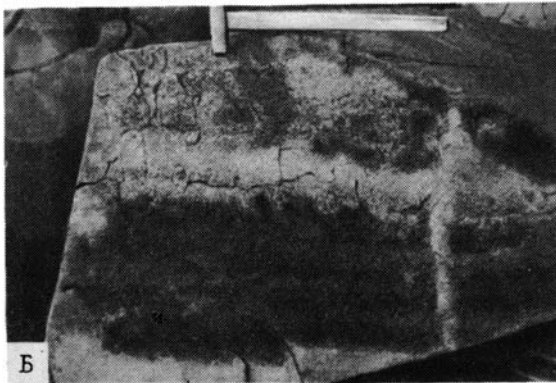
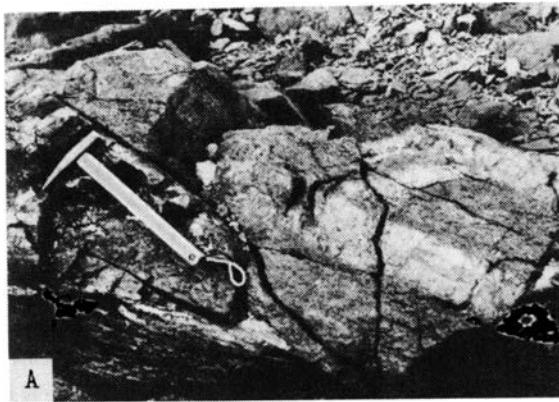
представлены антигоритизированными гарцбургитами, в которых отмечается повышенное содержание обедненных пироксенами пород и дунитов.

Основание разреза полосчатого комплекса сложено породами верлит-дунитовой зоны мощностью 500-650 м, примыкающей непосредственно к гарцбургитам. Главную роль в строении зоны играют дуниты, рассеченные жилами клинопироксенитов и содержащие небольшие шпир хромититов. Кроме шпировидных сегрегаций, отмечаются взаимно параллельные цепочки (полосчатость) вкрапленных зерен хромшпинелида, которые иногда смяты в микроскладки, а также субвертикальные линейные

агрегаты. В дунитах в небольшом количестве присутствует клинопироксен (5–10%), образующий равномерно рассеянную вкрапленность или облачные и линзовидные скопления. Верлиты образуют в дунитах тела неправильной, реже угловатой формы, несколько вытянутые согласно простиранию зоны. Их размеры и количество по направлению от контакта с ультраосновными тектонитами постепенно увеличиваются: в нижней части разреза они относительно редки и по мощности обычно не превышают нескольких метров; в верхней части объем верлитов увеличивается, а их мощность может достигать 150 м. Многие черты взаимоотношений верлитов с дунитами позволяют предполагать их образование за счет пород дунит-гарцбургитового комплекса. В зонах контактов с верлитами в дунитах сначала появляются неправильные и угловатые блоки верлитов, размеры и количество которых по мере приближения к контакту увеличиваются. Затем насыщенные блоками верлитов дуниты постепенно переходят в верлиты, рассеянные разноориентированными или субпараллельными дунитовыми жилами (рис. 24). Количество жил дунитов по мере удаления от контакта уменьшается, одновременно с этим в породах отмечается относительное повышение количества жильных клинопироксенитов. Дунитовые жилы таких приконтактных жильных ореолов обычно имеют небольшую мощность (5–30 см) и ровные резкие границы. Реже встречаются жилы с раздувами и пережимами, а также зональные (дунит-клинопироксенит-дунит). Описанные взаимоотношения наблюдаются не только на контактах крупных тел верлитов, но и в их внутренних частях, где встречаются небольшие, окруженные жильными ореолами дунитовые тела, аналогичные распространенным в гарцбургитах [82]. Сходство взаимоотношений верлитов и дунитов с взаимоотношениями пород комплекса ультраосновных тектонитов позволяет полагать, что верлит-дунитовая зона полосчатого комплекса возникла на месте гарцбургитов, обогащенных дунитовыми телами. Об апогарцбургитовой природе верлитов также свидетельствуют встречающиеся в них реликты грубой гарцбургитовой полосчатости (рис. 24, Б).

Структуры и взаимоотношения пород, характерные для дунит-гарцбургитового комплекса, в различной степени проявлены в разрезе верлит-дунитовой зоны. Зачастую они затуманены синхронным процессу образования полосчатого комплекса наложенными пластическими деформациями, которые локализованы в зонах вязкого скалывания, субпараллельных контакту с ультраосновными тектонитами. Их распределение по разрезу неравномерно, по мере удаления от контакта с гарцбургитами количество и мощность зон скалывания растут, а промежутки между ними, сложенные породами с реликтовыми структурами дунит-гарцбургитового комплекса, сужаются. В осевых областях зон (в участках максимальных градиентов скорости движения) дуниты и верлиты образуют шширово- или линзовидно-полосчатое переслаивание. Одновременно с полосчатостью в породах появляются согласная с ней минеральная сланцеватость и линейность, образованная линейно-плоскостными или веретенообразными агрегатами зерен клинопироксена и залегающая преимущественно под углом 10–45° к юго-западу. По направлению к периферии зон скалывания полосчато-сланцеватые породы сменяются верлитами с жилами дунитов, в которых, однако, сохраняется наложенная минеральная сланцеватость. Степень деформированности пород постепенно уменьшается, а реликтовые структуры и взаимоотношения дунитов и верлитов проступают все более отчетливо.

Выше по разрезу полосчатого комплекса расположена клинопироксенит-верлитовая зона (150–250 м), представленная серпентинизированными верлитами с пропластками дунитов и клинопироксенитов. Количество пропластков клинопироксени-



Р и с. 24. Взаимоотношения пород верлит-дунитовой зоны полосчатого комплекса, свидетельствующие об их образовании на месте "сетчатого" дунит-гарцбургитового комплекса

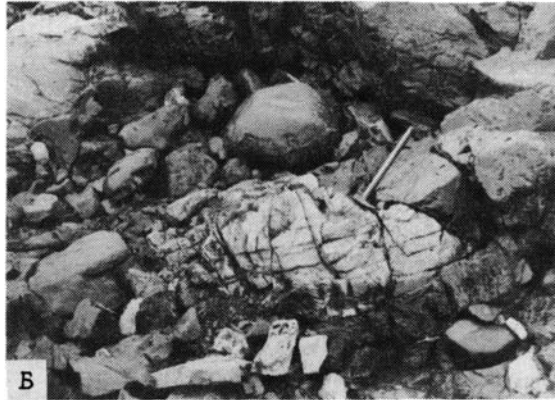
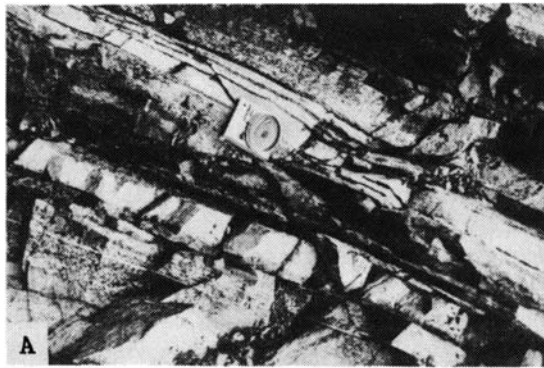
А - жилы дунитов (светлое) в верлитах (темное); Б - реликты "гарцбургитовой полосчатости" и секущей ее дунитовой жилы в верлите

тов и содержание клинопироксена в верлитах увеличиваются вверх по разрезу по мере приближения к контакту с габброидным комплексом. В том же направлении нарастает и интенсивность пластических деформаций пород: если в низах разреза (50–100 м) в верлитах еще встречаются затухшие наложенными деформациями следы реликтовых "гарцбургитовых" структур, то верхняя его часть представляет собой, по сути, единую мощную (100–150 м) тектоническую зону, образованную слиянием многочисленных сколовых зон, носивших в подстилающих образованиях локальный характер. Породы здесь имеют шпирово-полосчатое строение и во всей массе насыщены согласными с полосчатостью линейными и плоскостными сегрегациями клинопироксенитов. В тонкополосчатых разностях иногда наблюдаются мелкие изоклинальные складки, осевые поверхности которых параллельны полосчатости и минеральной сланцеватости. Ориентировка шарниров складок совпадает с развитой в верлитах линейностью.

Одна из основных черт, отличающих клинопироксенит-верлитовую зону от верлит-дунитовой, – присутствие в ее разрезе различных по форме и размерам тел габброидов. В нижних частях клинопироксенит-верлитовой зоны габброиды образу-

ют жилы мощностью 10–20 см, субсогласные с полосчатостью и линейно-плоскостными структурами ультрабазитов. Выше одновременно с увеличением степени деформированности пород жилы встречаются реже, но появляется большое количество согласных с полосчатостью эшелонированных линз, наиболее крупные из которых при мощности около 100 м достигают длины 1 км и более. Будинообразная форма и пространственное положение этих тел габбро свидетельствуют об их формировании путем растаскивания жильных образований и более крупных инъекций. В верхней части разреза, где степень растянутости линзовидных тел максимальна, а их количество иногда достигает 30% общей массы пород, часто наблюдаются пачки мощностью от 5 до 20 м линзовидно-полосчатого переслаивания габброидов с верлитами, клинопироксенитами и дунитами (рис. 25, А), которые характеризуются здесь наиболее четкими линейно-плоскостными деформационно-метаморфическими структурами. Такие полосчатые пачки представляют собой места наибольшей концентрации дифференциальных движений в разрезе дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Далее к востоку разрез ультрабазитов надстраивается породами габброидного комплекса, внутри которого также встречаются линзы и пропластки дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Зона контакта ультрабазитов с габброидами имеет меланжеподобный облик и представляет собой тектоническую брекчию, в которой линзовидные и угловатые блоки габбро сцементированы серпентинизированными верлитами (рис. 25, Б). По мере удаления от контакта количество и размер блоков увеличиваются, ультрабазиты постепенно исчезают и брекчия сменяется ненарушенными габброидами. Породы представлены преимущественно ритмично-полосчатыми габбро-норитами, которые вверх по разрезу сменяются неясно-полосчатыми и однородными разностями. В системе полосчатости габбро-норитов часто встречаются прослой троктолитов. Значительная часть габбро-норитов превращена в актинолит-анортитовые габбро, сохранившие структуру и основные черты химического состава материнских пород [76]. Полосчатость габброидов согласна с таковой в породах дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. В локальных зонах она интенсивно деформирована с образованием складок пластического течения, осевые поверхности которых параллельны полосчатости.

В области развития габброидов нередко встречаются линзовидные тела, сложенные ультрабазитами. Ориентировка линз совпадает с простираем полосы развития дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, а полосчатость габбро-норитов обтекает их границы. Линзовидные тела достигают значительных размеров (см. рис. 23) и имеют симметричное строение: сложенная дунитами центральная часть тел окружена оторочками верлитов и клинопироксенитов. В мелких телах дунитовое ядро отсутствует: они сложены верлитами, окруженными клинопироксенитовой каймой. Дуниты и верлиты местами рассечены габбровыми и троктолитовыми жилами, в экзоконтактах которых наблюдается метасоматическая зональность [65, 70] (габбро-клинопироксенит-верлит-дунит), аналогичная развитой в зонах контакта линзовидных тел дунитов с вмещающими их габброидами. В дунитах местами встречаются мелкие обособления хромититов, которые представляют собой растащенные замки небольших изоклиналиных складок, пережатые крылья которых сохраняются в породе в виде тонких цепочек зерен хромшпинелида. Отмечаются вязкие сколы, которые смещают крылья складок, но не нарушают монолитность дунитов. В габбро вблизи их контакта с дунитами нередко наблюдается неправильное чередование верлитов с линзовидными слоями клинопироксенитов и габбро, причем прослой габброидного состава обычно



Р и с. 25. Соотношения габброидов и ультрабазитов в зоне контакта

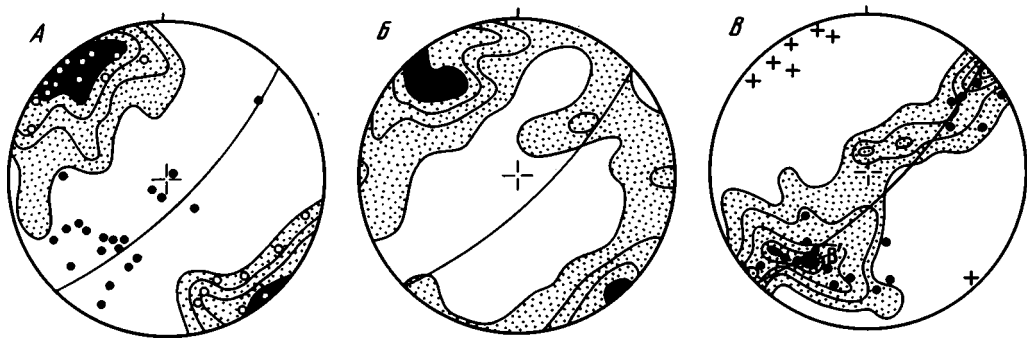
А - полосчатое переслаивание габброидов с дунитами и верлитами; **Б** - будинообразный блок габбро в серпентинизированных верлитах

будинированы и смяты в складки. Появление здесь же минеральной сланцеватости, которая развивается параллельно полосчатости, свидетельствует о ее деформационном происхождении. Кроме линзовидных тел симметричного строения, представляющих собой, по-видимому, отчлененные габброидами фрагменты нижних частей разреза, среди габброидов встречаются также согласные прослои дунитов и верлитов, мощность которых не превышает 5-10 м.

В целом структура участка характеризуется моноклиналильным строением (см. рис. 23), осложненным складками, которые выявляются при прослеживании полосчатости в дунит-верлит-клинопироксенитовом и габброидном комплексах, а также по изгибам залегающих в габбро линзовидных тел ультрабазитов. Складки имеют однотипное строение и представляют собой асимметричные сжатые или изоклиналильные структуры размером от нескольких метров до 1 км и более, которые по форме аналогичны мелким складкам волочения, развитым в габбро и породах полосчатого комплекса. Осевые поверхности складок субпараллельны полосчатости, а шарниры наклонены под углом $10-30^{\circ}$ (до 50°) к юго-западу или реже под углом $10-20^{\circ}$ к северо-востоку.

Закономерности ориентировки структурных элементов дунит-верлит-клинопироксенитового и габброидного комплексов (полосчатости, минеральной сланцеватости, линейности, осевых поверхностей и шарниров складок) и их взаимоотношения четко проявляются на структурных диаграммах. Даже при первом взгляде на диаграммы бросается в глаза идентичность ориентировки полосчатости в дунит-верлит-клинопироксенитовом (рис. 26, А) и габброидном (рис. 26, Б) комплексах, что свидетельствует об их структурном единстве. Полюса полосчатости (πS_0) ультрабазитов образуют максимум, который отвечает генеральной ориентировке полосчатости с падением $130-140^\circ < 60-80^\circ$, совпадающей с осредненным положением контакта с гарцбургитами. Полюса плоскостей минеральной сланцеватости (πS) рассеиваются в пределах контура диаграммы полосчатости, концентрируясь вблизи главного максимума, что свидетельствует о параллельности этих структур, отмечаемой и непосредственно в обнажениях.

Аналогичную ориентировку обнаруживает полосчатость габброидов (рис. 26, Б), что подчеркивает конформность ранних структур "полосчатого" и габброидного комплексов. Эта диаграмма отличается от предыдущей присутствием слабо выраженного пояса концентраций точек πS_0 , свидетельствующего о существовании складок [24, 92], шарниры которых имеют юго-западное склонение. Для точного определения ориентировки шарнира построена диаграмма β -пересечений (рис. 26, В). Максимальная концентрация точек β -пересечений (т.е. пересечений плоскостей полосчатости), отвечающая осредненному положению шарнира (В), располагается в точке со склонением $210-215^\circ < 30-35^\circ$. Область рассеивания шарниров мелких складок, замеренных непосредственно в обнажениях, практически совпадает с контурами диаграммы β -пересечений, причем большая часть точек концентрируется вблизи ее максимума.



Р и с. 26. Диаграммы ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов пород дунит-верлит-клинопироксенитового и габброидного комплексов

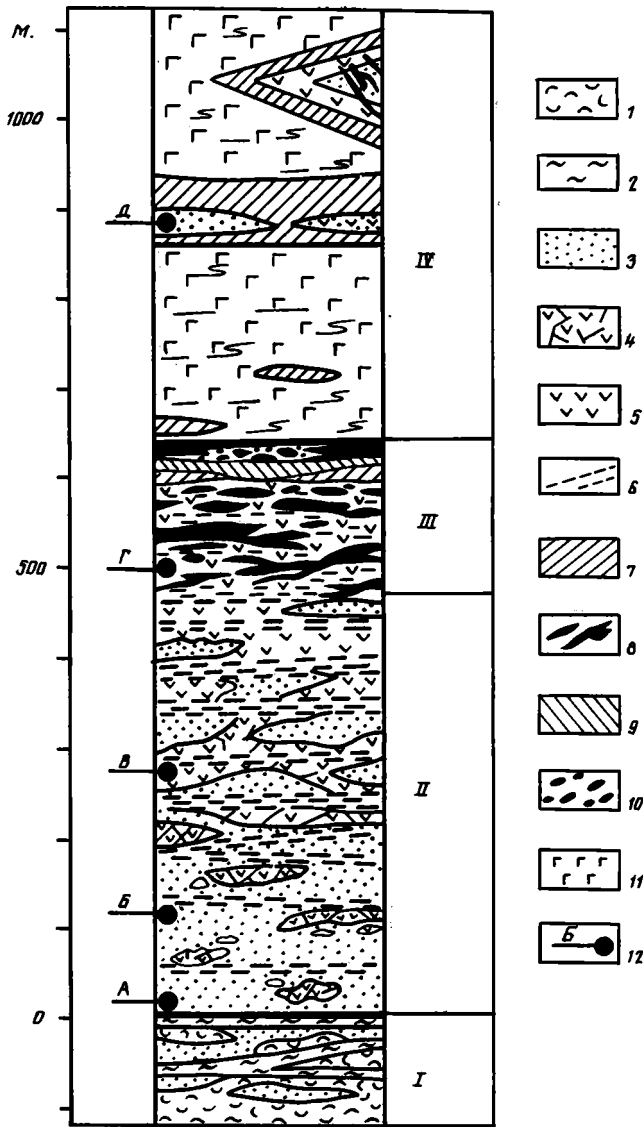
А - πS_0 дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, 105 замеров полосчатости (S_0), изолинии 1-2-4-6% (точки - линейность L , кружочки - полюса минеральной сланцеватости πS , сплошная линия - осредненное положение контакта с гарцбургитами, совпадающее с генеральной ориентировкой полосчатости); Б - πS_0 габброидного комплекса, 180 замеров полосчатости, 1-2-4-6%; В - β -пересечения полосчатости S_0 , 400 пересечений, 1-2-4-6-8% (точки - шарниры мелких складок, крестики - полюса осевых плоскостей мелких складок $\pi ОП$); В - максимум диаграммы, отвечающий осредненному положению шарнира складок

Закономерные и статистически единые ориентировки осевых поверхностей и шарниров складок, наблюдаемых в полосчатом комплексе и в габбро, свидетельствуют о том, что складки представляют единую генерацию, тесный парагенезис с которой образуют минеральная сланцеватость и линейность, развитые в породах полосчатого комплекса. Параллельное положение осевых поверхностей складок с полосчатостью и минеральной сланцеватостью, которое устанавливается непосредственно в обнажениях, проявляется и на структурных диаграммах (см. рис. 26, А, В). Не менее четко выражена сингенетичность линейности со складками: отвечающие линейности точки располагаются большей частью в области рассеивания шарниров мелких складок.

Анализ оптической ориентировки оливина из дунитов и верлитов показал закономерное ее изменение по разрезу полосчатого комплекса (рис. 27). Ориентировка оливина в породах верлит-дунитовой краевой зоны (рис. 28, А-В), где наблюдаются следы структур, типичных для комплекса ультраосновных тектонитов схожа с ориентировкой этого минерала в гарцбургитах (см. рис. 21). Ее характерная черта — поясовое расположение осей N_g оливина вокруг концентраций осей N_p . Как и в гарцбургитах, оси N_p проявляют тенденцию к рассеиванию вокруг наиболее интенсивного из максимумов, расположенных в пределах пояса N_g . Положение поясов не обнаруживает закономерных связей с ориентировкой полосчатости дунитов и верлитов: они располагаются по отношению к ней под различными углами — от 0 до 90° (это указывает на то, что поясовая ориентировка оливина в породах верлит-дунитовой зоны древнее развитой в них полосчатости и унаследована от гарцбургитов) и развернуты один относительно другого вокруг вертикальной оси (что свидетельствует о существовании складчатых деформаций, которые, однако, не привели к стиранию предыдущих ориентировок). В ориентировке оливина складчатые деформации проявились формированием слабых взаимно ортогональных максимумов (горизонтальных максимумов N_p и N_m соответственно широтного и меридионального направлений и вертикального максимума N_g), которые присутствуют на всех диаграммах дунитов и верлитов краевой зоны. Образование максимумов связано, по-видимому, с синтетектонической рекристаллизацией, сопровождавшей процесс формирования складок. Относительно стабильное положение максимумов по отношению к полосчатости позволяет полагать, что складчатые деформации непосредственно предшествовали процессу ее образования либо происходили одновременно с ним.

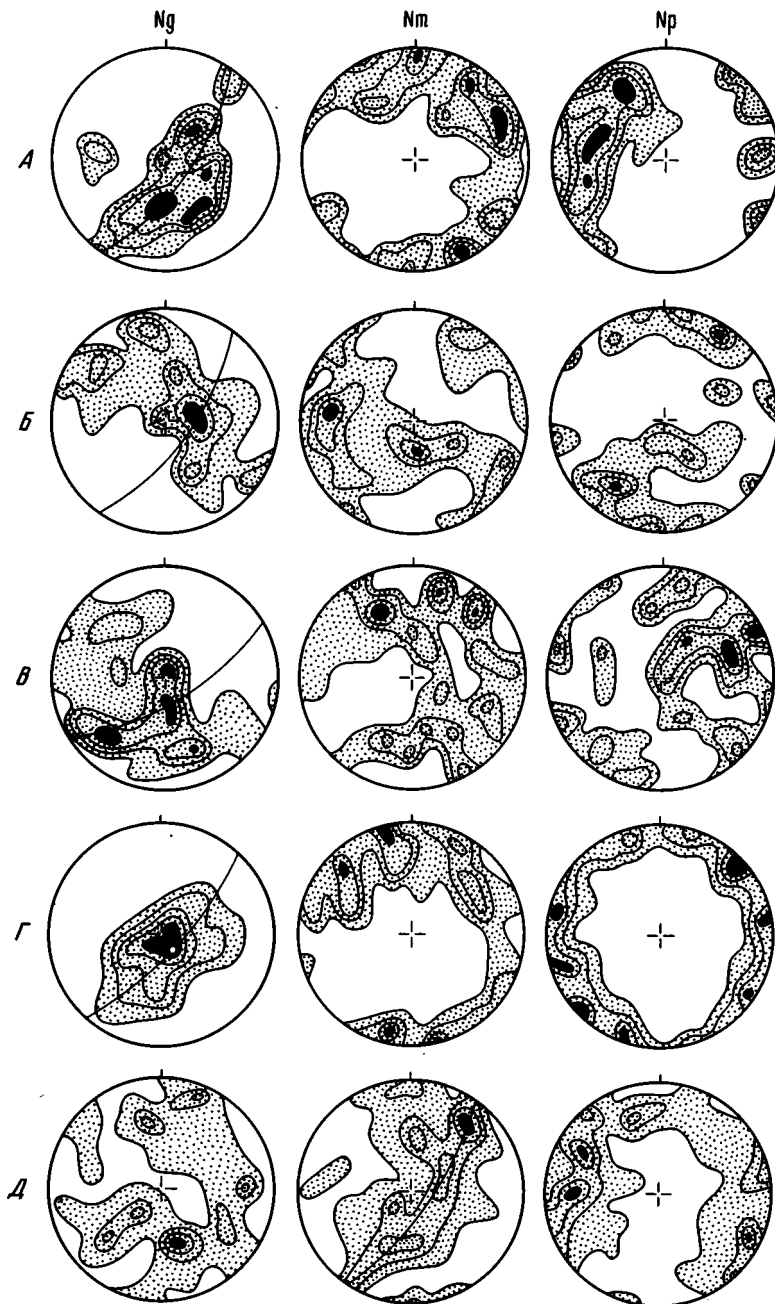
Кроме унаследованных ориентировок, обусловленных пластическими деформациями самых ранних стадий процесса становления верлит-дунитовой зоны, на микроструктурных диаграммах запечатлены и те пластические деформации, с которыми связано появление полосчатости в дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексе. Эти деформации привели к появлению в пределах поясов N_g крутозадегающих максимумов осей N_p , интенсивность которых постепенно растет вверх по разрезу (см. рис. 28, А-В) одновременно с возрастанием в нем роли пород шлирово-полосчатого строения.

Такая ориентировка становится доминирующей в верлит-клинопироксенитовой зоне, черты строения которой (массовое развитие полосчатости и линейно-плоскостных структур) практически полностью обусловлены деформациями вязкого скалывания, имеющими в более низких частях разреза локальное развитие. Для ориентировки оливина из верлитов этой зоны (см. рис. 28, Г) характерно наличие расположенного в плоскости полосчатости субвертикального максимума N_g ,



Р и с. 27. Схематический разрез восточного дунит-верлит-клинопироксенового комплекса Войкаро-Сыньинского массива в междуречье Лагорта-Ю и Труба-Ю

1 - антигоритизированные гарцбургиты; 2 - антигоритовые сланцы; 3 - дуниты и клинопироксеновые дуниты; 4 - верлиты с жилами дунитов; 5 - верлиты; 6 - шпирово-полосчатые верлиты с сегрегациями клинопироксенов; 7 - клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты; 8 - линзы и жилы габбро в дунитах и верлитах; 9 - полосчатое переслаивание верлитов, клинопироксенов и габбро; 10 - серпентинизированные верлиты с блоками габбро; 11 - габброиды; 12 - точки отбора образцов на микроструктурный анализ (см. рис. 23). Римские цифры: I - дунит-гарцбургитовый комплекс; II, III - верлит-дунитовая (II) и верлит-клинопироксеновая (III) зоны дунит-верлит-клинопироксенового комплекса; IV - габброидный комплекс



Р и с. 28. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина в породах дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (местоположение образцов см. на рис. 23, 27)

Дунит: А - 100 замеров, изолинии 1-2-4-6%; Б - 110 замеров, 1-2-4-6%.
 Верлит: В - 100 замеров, 1-2-4-6%; Г - 100 замеров, 1-2-4-6-8% (кружок - линейность L); Д - клинопироксеносодержащий дунит, 110 замеров, 1-2-4-6%.
 Сплошная линия - полосчатость S_0 , совпадающая с минеральной сланцеватостью S

который служит центром пояса осей Nm и Np . В пределах пояса оси образуют ряд концентраций, причем наиболее интенсивные максимумы Nm и Np залегают соответственно в плоскости полосчатости и перпендикулярно к ней. Симметричный рисунок диаграмм, обусловленный закономерным расположением максимумов Np в плоскости полосчатости и под углами 30 и 60° к ней, совпадает с рисунком (см. рис. 3), который возникает в процессе пластической деформации трансляционным скольжением по системе $(Ok1) [100]$ оливина при наибольшей активности плоскости (001) и несколько меньшей плоскостей (011) и (031) (см. рис. 1, А).

Таким образом, для большей части пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса характерны "тектонитовые" ориентировки оливина, возникновение которых обусловлено пластическими деформациями. Существование реликтовых деформационных ориентировок в породах нижней, верлит-дунитовой зоны свидетельствует о ее формировании за счет претерпевшего пластические деформации дунит-гарцбургитового субстрата. Этот вывод можно распространить и на залегающую выше верлит-клинопироксенитовую зону, которая также содержит блоки пород с реликтами структур дунит-гарцбургитового комплекса. О едином генезисе этих зон свидетельствует и постепенное нарастание вверх по разрезу полосчатого комплекса интенсивности ориентировок оливина, обусловленных пластическими деформациями внутризерновым скольжением, которые синхронны процессу образования полосчатости.

Ориентировка, существенно отличающаяся от рассмотренных "тектонитовых", характерна для оливина дунитов и верлитов, образующих согласные прослои в габброидах. Отличительная черта этой ориентировки (см. рис. 28, Д) — существование четкого пояса Nm , совпадающего с положением полосчатости габброидов и ультрабазитов. Ориентировка осей Ng и Np менее упорядочена: они образуют множество рассеянных по площади диаграммы мелких максимумов, что особенно характерно для осей Ng . Однако наиболее крупные из максимумов Ng и Np располагаются соответственно в плоскости полосчатости и перпендикулярно к ней, находясь в ортогональном положении к концентрации осей Nm . Рисунок диаграмм отличается от рисунков, возникновение которых обусловлено пластическими деформациями (см. рис. 3). В то же время он обнаруживает несомненную связь с формой зерен оливина: кристаллы оливина магматического происхождения, как правило, имеют форму таблиц или призм, удлинённых по оси Nm и уплощенных по оси Np (см. рис. 1, А). Следовательно, поясовое распределение осей Nm оливина и перпендикулярная к поясу ориентировка осей Np объясняются параллельным расположением уплощенных кристаллов в плоскости полосчатости породы, а наблюдаемая ориентировка, являясь типичной ориентировкой "по форме зерен", свидетельствует о магматическом происхождении пород и могла возникнуть либо в процессе ламинарного течения магмы, содержащей взвешенные кристаллы, либо в процессе гравитационного осаждения кристаллов [19, 114, 146]. В нашем случае рисунок диаграмм (поясовое расположение осей удлинения) свидетельствует о возникновении ориентировки в процессе кумулятивной отсадки оливина, которая, судя по наличию максимума Nm , сопровождалась течением магмы в плоскости полосчатости. Аналогичные ориентировки отмечались в существенно оливиновых магматических породах океанского дна 103, 106 .

Выводы

Ультраосновные породы офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива имеют сложную историю структурных преобразований. Еще до выведения в верхние горизонты земной коры, начало которого маркируется образованием оливин-антигоритовых пород [14, 76], они подвергались высокотемпературным пластическим деформациям.

Наиболее ранние деформации фиксируются в породах дунит-гарцбургитового комплекса. Его складчатая структура сформирована пластическими деформациями нескольких фаз, которые можно объединить в два крупных этапа.

Во время деформаций первого этапа, имевших характер послыдно-сдвигового дифференцированного пластического течения, были образованы полосчатость гарцбургитов и многофазные изоклинальные складки, а также сингенетичные им минеральные пронизывающие структуры. Ранние стадии процесса послыдно-сдвигового течения выразились в формировании грубой полосчатости путем динамометаморфической дифференциации ультраосновного вещества. О том, что плоскости полосчатости были плоскостями действия сдвиговых движений, свидетельствует множество признаков: наличие в полосчатости реликтов пронизывающих минеральных структур деформационного происхождения; существование "внутрипластовых" складок F_0 , ограниченных недеформированными пироксеновыми полосами; появление более четкой дунит-пироксенитовой полосчатости в зонах ступенчатости складок F_0 ; будинирование дунитовых полос. Возможность появления полосчатости в ультраосновной породе, находящейся под воздействием статического поля напряжений, путем переотложения ее подвижных компонентов в присутствии флюидов или небольших количеств расплава была уже убедительно показана [121]. Очевидно, что послыдно-сдвиговые движения значительно облегчают действие этого механизма, так как приводят к возникновению градиентов температуры и давления, что, в свою очередь, вызывает перераспределение и сегрегацию минералов по их физико-химическим свойствам, т.е. динамометаморфическую дифференциацию [86].

Более поздние стадии пластического течения выразились в растаскивании дунитовых тел и ассоциирующего с ними жильного комплекса, в результате чего эти тела приобретали линзовидную форму, а за счет жил формировалась полосчатость второго типа ("мономинеральная"). Последняя фаза первого этапа пластического течения, уже проходившая в условиях затрудненности послыдно-сдвиговых движений при падении температуры, вызвала появление в породах более крупных изоклинальных складок (F_1), сминающих более ранние структуры.

В течение второго этапа пластических деформаций была сформирована главная синформная структура ультраосновных тектонитов (F_2), осложненная в области ядра концентрическими складками. Складчатые деформации, которые сопровождались образованием крупных дунитовых тел, а также жильных дунитов, пироксенитов и габбро, были результатом субгоризонтального сжатия, ориентированного в северо-западном направлении. Завершающая фаза деформаций этого этапа, проходившая в условиях незначительной переориентировки поля напряжений, выразилась в появлении малоамплитудных складок F_3 . Судя по устойчивости ориентировок структурных элементов, сингенетичных складкам, второй этап был последним этапом пластических деформаций ультраосновных тектонитов, затронувшим весь объем пород. Следовательно, более поздние деформации, синхронные образованию оливин-антигоритовых пород, проявились только в локальных линейных зонах и не

привели к коренной перестройке ранних структур ультрабазитов. Зоны оливин-антигоритовых сланцев лишь усложнили макроструктуру массива в целом.

Современная тектонитовая микроструктура гарцбургитов и дунитов сформировалась преимущественно во время второго этапа пластических деформаций, которые осуществлялись механизмом внутризернового трансляционного скольжения по системе $(0k1) [100]$ оливина при вспомогательной роли синтетектонической рекристаллизации. В микроструктуре гарцбургитов установлены слабые следы завершающей фазы первого этапа пластического течения в твердом состоянии, проходившего, очевидно, посредством внутризернового скольжения по системе $(010) [100]$ оливина.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс представляет собой более позднее образование, чем дунит-гарцбургитовый; формировался он вследствие сложного взаимодействия различных процессов (пластических деформаций, магматизма, метасоматоза), действовавших одновременно и происходивших в зоне контакта ультраосновных тектонитов и габброидов.

Сходство взаимоотношений главных пород полосчатого комплекса (дунитов и верлитов) с характерными для пород дунит-гарцбургитового комплекса, отмечаемые в верлитах реликты "гарцбургитовых" структур, типичная для ультраосновных тектонитов ориентировка оливина в дунитах и верлитах показывают, что часть его пород образовалась за счет дунит-гарцбургитового субстрата, испытавшего пластические деформации и уже обогащенного в восточной краевой зоне дунитами.

Ведущую роль в процессе становления дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса играли пластические деформации, с интенсивностью которых в прямой зависимости находится интенсивность синхронных с ними магматических и метасоматических процессов. С пластическими деформациями связано появление в породах комплекса полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности, а также асимметричных складок пластического течения. Ориентировка и пространственное положение этих деформационных и деформационно-метаморфических структур свидетельствуют о том, что деформации имели характер вязкого скалывания и отмечаются в зонах, параллельных контакту ультрабазитов и габброидов. Количество таких тектонических зон и, следовательно, интенсивность синхронных процессу образования полосчатого комплекса пластических деформаций постепенно растут вверх по разрезу и достигают максимума вблизи контакта ультрабазитов с габброидами. Метасоматические преобразования, выражающиеся в клинопироксенизации пород первичного субстрата [51, 52], прогрессивно нарастают в этом же направлении и обнаруживают тесную связь с зонами пластических деформаций, в которых в большом количестве появляются новообразованные линейно-плоскостные оливин-пироксеновые агрегаты и мономинеральные клинопироксенитовые обособления. В верхней части разреза полосчатого комплекса доминируют обогащенные клинопироксеном верлиты, насыщенные линейно-плоскостными обособлениями и линзами клинопироксенитов. К этой же части разреза приурочены жильные инъекции габбро, внедрение которых контролировалось ослабленными зонами, возникающими в процессе пластических деформаций, и которые, сформировавшись, сами вовлекались в эти деформации: будинировались, растягивались в линзы и полосы, как ранее отмечал А.А. Ефимов [70].

Пластические деформации, одновременные с процессами формирования дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса и, по-видимому, обусловившие этот процесс, осуществлялись в ультрабазитах посредством внутризернового трансляцион-

ного скольжения в оливине по системе (0kl)[100] при наибольшей активности плоскости (001).

Несмотря на развитие наложенных процессов деформаций и метаморфизма амфиболитового и зеленосланцевого уровня, в породах полосчатого комплекса сохранились пространственные взаимоотношения и закономерности ориентировки ранних деформационных и деформационно-метаморфических структур, свидетельствующие о том, что все они возникли вследствие единого этапа пластических деформаций, связанного с относительным проскальзыванием габброидной и ультрабазитовой пластин, причем, судя по вергентности складок, габброиды двигались в северо-западном направлении. При этом ориентировка структурных элементов полосчатого комплекса (см. рис. 26) практически совпадает с таковой плоскостных структурных элементов, синхронных второму этапу пластических деформаций дунит-гарцбургитового комплекса (см. рис. 13, Г, Е). Такое совпадение позволяет сделать вывод, что складчатая структура второго этапа деформаций формировалась во внутренних частях блока ультраосновных тектонитов одновременно с образованием в его краевой зоне полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Об этом же свидетельствует присутствие в верлит-дунитовой зоне складок, аналогичных по ориентировке складкам F_3 , развитым в гарцбургитах.

Тела ультрабазитов дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, встречающиеся в области развития габброидов, представляют собой гетерогенные образования. Линзовидные тела, центральная дунитовая часть которых окружена каймой метасоматических верлитов и клинопироксенитов, являются фрагментами нижней части разреза, отчлененными от нее габброидами и испытавшими впоследствии метасоматические преобразования и пластические деформации. Дуниты и верлиты, образующие согласные с полосчатостью габброидов полосы и вытянутые линзы, представляют собой кумулятивные образования.

Ключевской массив

Ключевской массив – один из ультраосновных массивов Среднего Урала, в пределах которого развиты дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый комплексы офиолитовой ассоциации.

Исследования массива проводились с 20-х годов этого столетия уральскими геологами преимущественно в южной части массива, к которой приурочено большинство уже полностью выработанных хромитовых месторождений. Единичные публикации касаются исключительно хромитовых месторождений [43, 85, 97], в то время как структурное положение и внутреннее строение Ключевского массива до сих пор практически не освещены в геологической литературе. Это объясняется отчасти слабой обнаженностью массива и интенсивной серпентинизацией слагающих его пород, которые делают массив малопривлекательным объектом исследований. Немаловажную роль играет также неясное положение Ключевского массива в общей структуре Урала, что отражается в отнесении его разными исследователями к различным ультрабазитовым поясам – Асбестово-Режевскому, Алапаевско-Теченскому или Салдинско-Сысертскому.

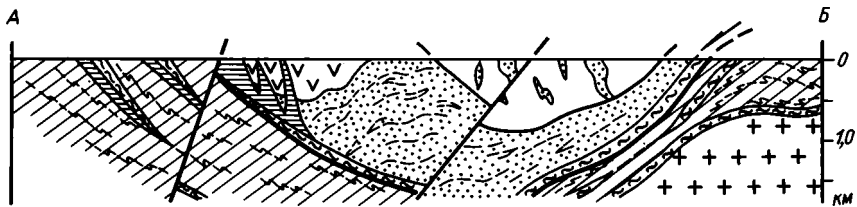
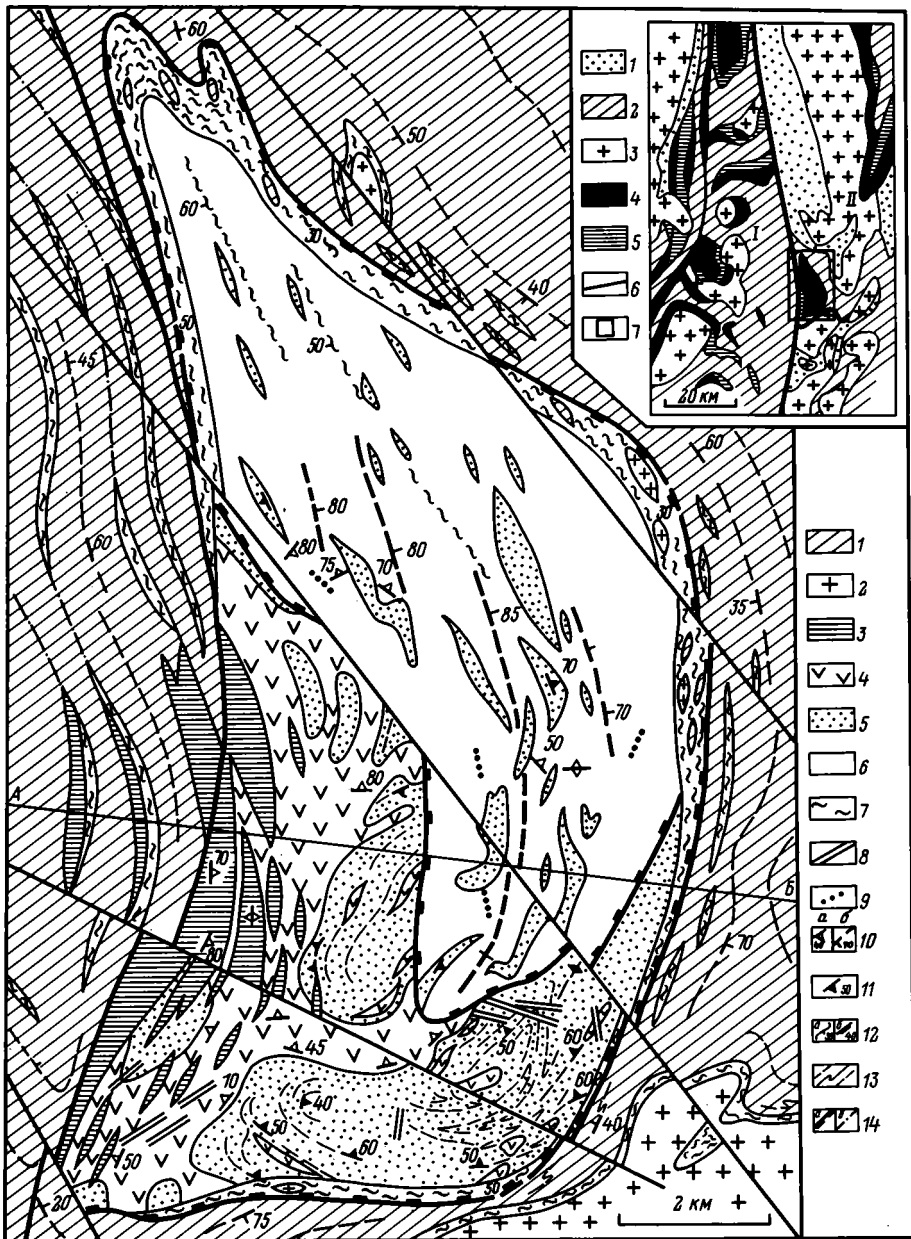
Располагаясь в пределах Восточно-Уральского поднятия, Ключевской массив занимает в его структуре своеобразное положение, будучи приурочен к границе Арамилско-Сухтелинского мегасинклинория и Сосьвинско-Коневского мегантиклинория [9]. Он залегает в восточном крыле Ключевской брахисинклинали, которая, с одной стороны, считается частью Арамилского синклинория, а с другой –

служит естественным продолжением Логиновской седловины - структуры, осложняющей расположенный восточнее Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий (рис. 29). В основании разреза палеозойских пород района залегают амфиболиты и сланцы предположительно позднеордовикского возраста, которые распространены в приосевых частях антиклинориев. Выше залегают метаморфизованные до амфиболитовой и зеленосланцевой фации нижнесилурийские осадочные породы и вулканиты преимущественно основного состава, служащие вмещающими породами для ультрабазитов Ключевского массива.

По мнению большинства геологов, массив является типичной согласной пластобразной дифференцированной интрузией. Однако рассматриваемые ниже материалы автора, полученные в процессе полевых исследований и дополненные данными предыдущих работ Н.Н. Павлова, К.И. Прохоровой, Ю.С. Соловьева и других, не позволяют согласиться с такой трактовкой генезиса ультрабазитов Ключевского массива и дают основания предполагать его покрывное строение.

В плане массив имеет форму полумесяца, вытянутого в меридиональном направлении на 17 км при максимальной ширине 8 км. В его строении участвуют породы дунит-гарцбургитового комплекса, развитые в северной части массива, и образования дунит-верлит-клиношироксенитового комплекса, распространенные в его южной и юго-западной частях. Ультраосновные породы массива, как правило, сильно метаморфизованы, что особенно ярко проявляется в его приконтактной зоне, которая имеет ширину до 500 м и сложена рассланцованными измененными серпентинитами, карбонат-тальковыми и актинолит-тальковыми сланцами. В сланцах содержатся различные по размерам линзовидные блоки палеозойских пород, а также гранитов, на контактах с которыми сланцы не несут следов термального воздействия. Вмещающие нижнесилурийские породы вблизи контакта также интенсивно рассланцованы, кливажированы, смяты в мелкие изоклинальные складки и насыщены параллельными контакту линзовидными телами серпентинитов, маркирующими мелкие тектонические нарушения. По мнению автора, перечисленные признаки свидетельствуют о том, что зона контакта ультрабазитов с вмещающими породами представляет собой полимиктовый тектонический меланж, который, судя по замерам сланцеватости, подстилает породы Ключевского массива. Зона меланжа прослеживается практически по всей периферии массива, за исключением юго-западной его части, где она срезается крупным меридиональным нарушением. Максимальной ширины она достигает в северной части массива, где по геофизическим данным мощность ультрабазитов и соответственно углы падения контактов минимальны, в то время как в южной части массива, где углы падения контактов достигают $50-70^{\circ}$, а мощность ультрабазитов оценивается в 4-5 км, зона меланжа сужается до минимума. Представляется, что Ключевской массив находится в аллохтонном залегании и представляет собой останец тектонического покрова. Судя по западной вергентности развитых в подошве покрова мелких складок волочения, его перемещение в пределы Восточно-Уральского поднятия происходило с востока.

Для внутренней структуры массива характерны широкое развитие складчатых деформаций, которые выявляются при прослеживании контактов различных петрографических типов ультрабазитов и по закономерным изменениям ориентировки развитых в них мезоструктур (минеральная сланцеватость и полосчатость), а также отчетливая дискордантность структур дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клиношироксенитового комплексов относительно друг друга, с одной стороны, и по



отношению к контактам - с другой. Контакт гарцбургитов с породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса тектонический и имеет, по-видимому, надвиговой характер. Зона контакта сложена серпентинитовыми сланцами, содержащими давленные блоки (размером до 3 м) массивных аподунитовых и алогарцбургитовых серпентинитов. По геофизическим данным, она наклонена под углом 30-40° под породы дунит-гарцбургитового комплекса, который, таким образом, образует тектоническую покровную пластину, перекрывающую породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Дуниты и клинопироксениты прорваны лейкократовыми габбро, которые, вероятно, генетически не связаны с ультрабазитами, так как, по данным Л.Д. Булькина и других, они секут и вмещающие породы. Габброиды, как правило, изменены и состоят из амфиболизированного диопсида и сосюритизированного плагиоклаза с небольшим количеством титаномагнетита, апатита, сфена. Они образуют линзовидные, вытянутые в субмеридиональном направлении тела различного размера, на контактах с которыми ультрабазиты антигоритизированы.

Дунит-гарцбургитовый комплекс

Породы дунит-гарцбургитового комплекса представлены серпентинизированными гарцбургитами, содержащими различные по размерам линзовидные тела аподунитовых серпентинитов и редкие жилы амфиболизированных клинопироксенитов. Гарцбургиты интенсивно метаморфизованы и сложены в основном петельчатым хризотилом, пластинчатым антигоритом и тремолит-тальковыми псевдоморфозами, образовавшимися преимущественно за счет баститовых псевдоморфоз по ортопироксену. Количество несерпентинизированного оливина редко превышает 30%. Взаимоотношения вторичных минералов в гарцбургитах свидетельствуют о том, что метаморфизм пород протекал в два этапа: вначале шло образование петельчатого хризотила и псевдоморфоз бастита по ортопироксену, затем пластинчатого антигорита, магнетита и тремолит-тальковых псевдоморфоз по баститу. Следы двухэтапной серпентинизации обнаруживаются также и в аподунитовых серпентинитах комплекса. Несмотря на метаморфизм, в серпентинизированных гарцбургитах сохранились как текстурно-структурные особенности первичных пород, так и реликты слагавших их минералов. Первичная минеральная ассоциация гарцбургитов представлена оливином Fe_{8-10} (70-95%), энстатитом En_{88-90} (5-30%), ксеноморфным хромшпинелидом, просвечивающим красновато-бурым цветом (1-2%), и диопсидом, образующим мелкие ксеноморфные зерна и вростки в энстатите (менее 1%).

Среди гарцбургитов преобладают массивные гомогенные разности с содержанием псевдоморфоз по пироксену 15-20%, реже встречаются породы полосчатого



Р и с. 29. Структурно-геологическая карта Ключевского массива

1 - нижнесилурийские осадочные и вулканогенные породы; 2 - граниты; 3 - габбро; 4 - клинопироксениты, верлиты; 5 - дуниты; 6 - гарцбургиты; 7 - карбонат-тальковые, тальк-хлоритовые, актинолит-тальковые породы; 8 - дайки микрогабро и микродиоритов; 9 - жилы клинопироксенитов; 10 - полосчатость (а), минеральная сланцеватость (б); 11 - полосчатость хромитов; 12 - сланцеватость (а), залегание тектонических контактов (б); 13 - структурные линии; 14 - надвиги (а), прочие разрывные нарушения (б)

На врезке - положение Ключевского массива в структуре Восточно-Уральского поднятия: 1 - нижнепалеозойские метаморфические породы; 2 - среднепалеозойские вулканогенные и осадочные породы; 3 - гранитоиды; 4 - ультрабазиты; 5 - габбро; 6 - разломы; 7 - участок исследований (I - Арамилско-Сухтелинский мегаинклинорий, II - Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий)

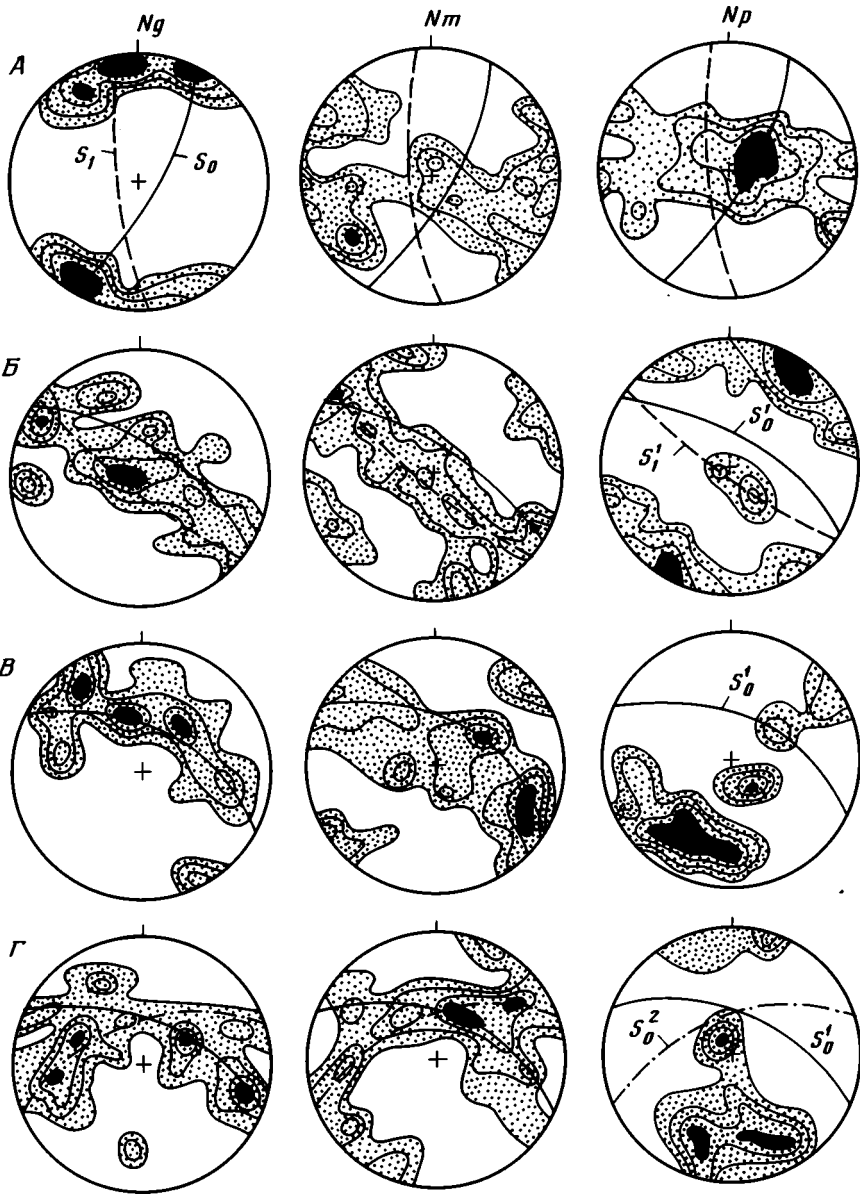
сложения, образованные чередующимися прослоями гарцбургитов с повышенным (30%) и пониженным (5%) содержанием псевдоморфоз по ортопироксену. Обогащенные и обедненные пироксенами полосы имеют примерно одинаковую, как правило небольшую, мощность (1–5 см). Иногда отмечается более грубая полосчатость, обусловленная перемежаемостью мощных полос, сложенных гарцбургитами и пироксеновыми дунитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Замеры свидетельствуют о том, что при относительно стабильном крутом залегании (70–90°) простираение полосчатости даже в пределах небольших участков весьма изменчиво. Это указывает на существование в гарцбургитах складчатых деформаций.

В гарцбургитах хорошо выражена минеральная сланцеватость, которая в отличие от спорадически развитой полосчатости распространена повсеместно и пронизывает всю породу. Сланцеватость выражена в планпараллельном расположении в гарцбургитах уплощенных линзовидных сегрегаций зерен хромшпинелида, реже измененного ортопироксена, что придает породе гнейсовидный облик. Минеральная сланцеватость имеет субмеридиональное простираение и описывает в плане плавную, выпуклую к востоку дугу, субсогласную с общей формой массива. Наклонена она преимущественно к востоку под углом 70–85° и, следовательно, резко несогласна по отношению к восточному контакту массива, что подтверждает его тектоническую природу.

Аподунитовые антигорит–хризотилитовые серпентиниты в пределах рассматриваемого комплекса занимают подчиненное положение. Первичные породы состояли из оливина Fa_{8-9} с небольшой примесью непросвечивающего субидиоморфного хромшпинелида (1–3%). Аподунитовые серпентиниты слагают в гарцбургитах тела линзовидной формы с резкими контактами, секущими полосчатость. Реже отмечаются постепенные переходы дунитов в гарцбургиты. Дунитовые линзы, вытянутые на севере массива в северо-западном направлении, южнее приобретают меридиональное, а затем и юго-западное простираение. Иногда их контакты испытывают резкие изгибы, что позволяет предполагать участие дунитов в складчатых деформациях. Содержащиеся в дунитах небольшие тела хромититов имеют линзовидную форму и вытянуты согласно простираению дунитовых тел.

Для гарцбургитов Ключевского массива характерна деформационная микроструктура, свойственная породам комплекса ультраосновных тектонитов, которые слагают нижнюю часть разреза офиолитовых ассоциаций. Микроструктуру определяют уплощенность зерен оливина и ортопироксена (в данном случае – псевдоморфоз по нему), присутствие линейно-плоскостных минеральных агрегатов и развитие в оливине деформационных субструктур – полос излома, образовавшихся в процессе внутризернового трансляционного скольжения, и субзерен, являющихся следствием синтетектонической релаксации.

Оливин гарцбургита обнаруживает четкую оптическую ориентировку (рис. 30, А). Оси $Ng = [100]$ образуют точечные максимумы, наиболее интенсивные из которых лежат в плоскостях, соответствующих положению плоскости полосчатости S_0 и плоскости минеральной сланцеватости S_1 , с которой совпадает уплощенность оливиновых зерен. Оси $Nm = [001]$ и $Np = [010]$ формируют пересекающиеся пояса, расположенные перпендикулярно к плоскостям полосчатости и минеральной сланцеватости и к соответствующим максимумам осей Ng . Такая ориентировка оливина широко распространена в ультрабазитах офиолитовых ассоциаций и является следствием пластического течения, осуществлявшегося посредством внутризерно-



Р и с. 30. Диаграммы оптической ориентировки оливина в ультрабазитах Ключевского массива

А - гарцбургит, 110 зерен, изолинии 1-2-4-6% (S_0 - полосчатость, S_1 - минеральная сланцеватость); Б - дунит, 120 зерен, 1-2-4-6% (S_0^1 - полосчатость хромититов, S_1^1 - минеральная сланцеватость); В - дунит, 90 зерен, 1-2-4-6%; Г - верлит, 100 зерен, 1-2-4-6% (S_0^2 - полосчатость в породах переходной зоны)

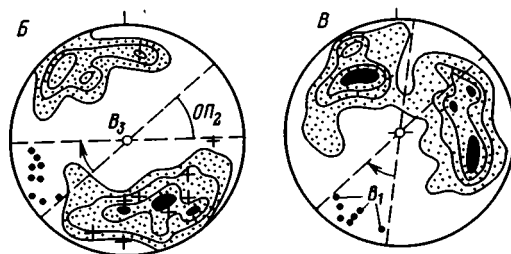
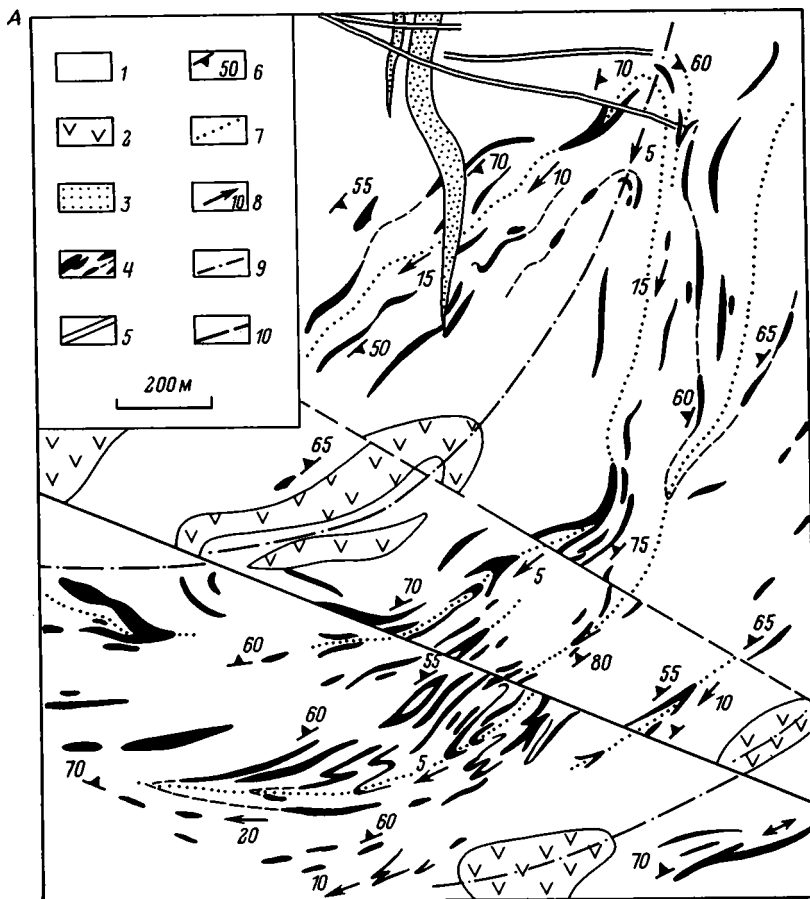
вого трансляционного скольжения по системе (0kl)[100] (см. рис. 3). Активность этой системы подтверждается изучением полос излома в оливине гарцбургитов. Таким образом, можно констатировать, что полосчатость и минеральная сланцеватость имеют деформационную природу, а наблюдаемая ориентировка появилась вследствие сформировавшихся эти структуры разновременных пластических деформаций.

Полосчатость гарцбургитов, судя по ее взаимоотношениям с другими структурными элементами (минеральная сланцеватость, дунитовые тела, жилы пироксенитов), относится к наиболее ранним структурам дунит-гарцбургитового комплекса, имеющим деформационную природу. Основываясь на аналогии с подобными структурами других ультраосновных массивов, можно предположить, что она формировалась вследствие метаморфической дифференциации, сопровождавшей процесс послонно-дифференцированного пластического течения вещества [102]. Минеральная сланцеватость гарцбургитов образовалась во время следующего этапа пластических деформаций, которые сопровождались изгибанием в складки линзовидных дунитовых тел и полосчатости. Некоторые тела дунитов, вероятно, синхронны пластическим деформациям, свидетельство этого – согласное залегание дунитовых линз и полосчатости хромитов в них с минеральной сланцеватостью гарцбургитов (см. рис. 29). В процессе деформаций третьего этапа породы дунит-гарцбургитового комплекса были смяты в открытую на запад антиформную складку, которая фиксируется по закономерному изменению простираний дунитовых тел и минеральной сланцеватости. В оптической ориентировке оливина пластические деформации этого этапа выразились в формировании трех взаимно ортогональных точечных максимумов, осложняющих рисунок диаграмм (см. рис. 30, А), наиболее интенсивный из которых (Np)наклонен к востоку под углом 70° .

Последующие деформации, проявившиеся в образовании локальных маломощных зон рассланцевания меридионального и северо-западного простирания, не отразились в микроструктуре пород дунит-гарцбургитового комплекса. В отличие от пластических деформаций предыдущих этапов они были хрупкими и происходили после серпентинизации пород или одновременно с ней, т.е. при значительно более низких температурах.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс

В разной степени метаморфизованные дуниты, клинопироксениты и верлиты, формирующие единый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, распространены в южной и юго-западной частях Ключевского массива. Комплекс сложен в основном серпентинизированными дунитами и аподунитовыми хризотил-антигоритовыми серпентинитами, содержащими линзовидные тела и полосы хромитов. По полосчатости хромитов выявлена сложная складчатая структура дунитов (рис. 31, А). Породы большей частью сильно серпентинизированы, однако встречаются участки развития дунитов, в которых количество реликтов оливина превышает 40%. По данным А.Е. Малахова и др., первичные породы состояли из оливина Fe_{5-10} с небольшой примесью идиоморфного, слабо просвечивающего буро-коричневым цветом хромшпинелида (1-3%). Кроме серпентинизации, подобной описанной для гарцбургитов, метаморфизм пород проявился в преобразовании хромшпинелидов в магнетит и в формировании вокруг измененных зерен хлоритовых оторочек. Клинопироксениты широко распространены в юго-западной части массива, где вдоль его западного контакта слагают субмеридиональную полосу с извилистыми



Р и с. 31. Соотношения разных генераций складок в дунитах (А) и диаграммы ориентировки их структурных элементов (Б, В)

А - складчатая структура дунитов в южной части массива (составлено с использованием материалов К.И. Прохоровой, А.С. Шарыпова и др.): 1 - дуниты; 2 - клинопироксениты и верлиты; 3 - жильные дуниты; 4 - хромититы; 5 - микрогаббро; 6 - полосчатость хромититов; 7 - осевые поверхности изоклинальных складок $ОП_1$; 8 - шарниры изоклинальных складок $В_1$; 9 - осевые поверхности наложенных складок $ОП_2$; 10 - разрывные нарушения. Б, В - πs -диаграммы полосчатости хромититов для южной (Б) и северной (В) частей участка: по 100 замеров, изолинии 1-2-4-6% (крестики - полюса плоскостей полосчатости в клинопироксенитах и верлитах, точки - шарниры $В_1$ изоклинальных складок). Пояснения в тексте

границами. Породы состоят преимущественно из крупных (0,5–2 см) призматических зерен диаллага с небольшой примесью амфибола, магнетита, антигорита и других вторичных минералов; значительно менее распространены верлиты, которые приурочены к контакту клинопироксенитов с дунитами. Они состоят из клинопироксена (диопсид-диаллаг), количество которого изменяется в широких пределах (10–90%), антигоритизированного оливина и хромшпинелида (1–2%). Породы рассматриваемого комплекса рассеяны маломощными (2–3 м) дайками микродиоритов и микрогаббро, которые обычно превращены в родингиты. Дайки нигде не пересекают границу с дунит-гарцбургитовым комплексом и отсутствуют в его породах, что свидетельствует о значительных различиях в истории развития дунит-верлит-клинопироксенитового и дунит-гарцбургитового комплексов.

Наибольшее значение в строении комплекса имеют серпентинизированные дуниты. Складчатая структура дунитов особенно отчетливо проявлена в южной части массива, где широко развиты породы тонкополосчатого строения. Полосчатость дунитов обусловлена неравномерной вкрапленностью хромшпинелида, мелкие зерна которого группируются вдоль параллельных плоскостей в тонкие полоски. Обычно мощность полос, обогащенных хромшпинелидом, не превышает 1–2 см. На протяжении нескольких метров полосы выклиниваются, кулисообразно замещаясь другими. Одиночные полосы встречаются редко; чаще они группируются в пачки, разделенные дунитами с нормальным содержанием хромшпинелида. Мощность пачек достигает 0,5–1 м; по существу, они образуют самостоятельные полосовидные рудные тела. Реже отмечаются шпировидные обособления хромититов.

В тонкополосчатых хромититах встречаются асимметричные изоклиналильные микроскладки (2–5 см), морфологически похожие на складки, которые формируются в метаморфических породах в процессе послойно-сдвигового твердопластического течения [48, 102]. Параллельно осевым плоскостям складок располагаются цепочки мелких зерен хромшпинелида, образующие минеральную сланцеватость. Как известно, пронизывающие структуры (минеральная сланцеватость, линейность) образуются в породах в процессе синдеформационного метаморфического перераспределения ее компонентов, т.е. путем тектонометаморфической дифференциации, и, таким образом, развиты в дунитах складки – следствие пластических деформаций пород в твердом состоянии, а не результат магматического течения рудно-силикатного расплава, как предполагалось ранее [40, 41].

Складчатое строение проявлено и в макроструктуре дунитов: горными выработками прослежены различные по морфологии (изоклиналильные и открытые) складки хромититовых тел с амплитудой 50–100 м. На карте, демонстрирующей структуру дунитов южной части массива (рис. 31, А), хорошо видно смятие осевых поверхностей некоторых складок и наложение одних складок на другие, что свидетельствует о многоэтапной истории развития складчатой структуры этих пород. Проведенный автором структурный анализ позволил выделить три генерации складок, которые формировались в течение трех этапов высокотемпературных пластических деформаций. Первая генерация представлена изоклиналильными или сильно сжатыми складками F_1 с крутопадающими осевыми плоскостями OP_1 и субгоризонтальными шарнирами B_1 . Складки имеют небольшие размеры и относятся, по-видимому, к дочерним, осложняющим более крупные изоклиналильные структуры. Судя по сходной морфологии, к этой генерации принадлежат и описанные выше асимметричные микроскладки. Осевые плоскости структур F_1 смяты в крупные брахиформные открытые складки F_2 , оси которых, в свою очередь, испытывают из-

гиб, образуя выпуклые к юго-востоку дуги (складка F_3). На диаграммах полюсов полосчатости, построенных раздельно для северной (рис. 31, В) и южной (южнее зоны перегиба складки F_3 , рис. 31, Б) частей участка, проявлены парные несколько вытянутые крупные максимумы, соответствующие положениям крыльев брахиформных складок F_2 . Сближение максимумов на диаграмме (рис. 31, В) отражает видимое замыкание крупнейшей на участке синформной складки F_2 в его северо-восточной части. Существование более ранних складок F_1 проявляется в закономерном расположении под углом $15-20^\circ$ один к другому точечных максимумов, отвечающих крыльям изоклинальных складок F_1 . На диаграммах видна тенденция к рассеиванию точек πS_0^1 вокруг субвертикального шарнира B_3 . Шарниры изоклинальных складок B_1 и осевые плоскости брахиформных складок OP_2 также испытывают вращение вокруг точки B_3 : простирание осевых плоскостей и склонение шарниров постепенно меняются от субмеридионального на северо-востоке до субиротного на юго-западе участка, причем ориентировка точек B_1 тоже контролируется дугой малого круга, описанной вокруг B_3 . Такие соотношения структурных элементов свидетельствуют о наложенном характере структуры F_3 и о более раннем происхождении складок F_1 и F_2 .

Кроме охарактеризованных складчатых структур, в породах отмечаются жилы крупнозернистых слабосерпентинизированных дунитов, содержащих шпировидные выделения измененного хромшпинелида. Форма и пространственное положение жил свидетельствуют о том, что они образовались позднее или синхронно со складками F_2 и участвовали в пластических деформациях третьего этапа.

Клинопироксениты занимают в строении рассматриваемого комплекса верхнее структурное положение. Прослеживание контактов клинопироксенитов показало, что породы залегают на дунитах субсогласно (контакт располагается под углом $5-20^\circ$ к полосчатости хромтитов), что подчеркивается их конформностью с развитыми в дунитах складчатыми структурами второй и третьей генераций (см. рис. 29). Клинопироксениты часто слагают в дунитах небольшие изолированные тела, приуроченные к центральным зонам складок F_2 и вытянутые согласно с их осями. Форма крупного "затека" клинопироксенитов, как бы разделяющего дуниты на два изолированных массива и представляющего собой дугообразно изогнутую желобовидную складку, соответствует форме открытой к северо-западу дугообразной структуры F_3 дунитов. Конформность структур клинопироксенитов и дунитов хорошо проявлена на диаграмме (рис. 31, Б): ориентировка полюсов полосчатости клинопироксенитов, выраженной относительным обогащением и обеднением пород оливином, в общем совпадает с ориентировкой полосчатости в дунитах, а их рассеивание подчиняется тем же закономерностям. Таким образом, можно констатировать, что клинопироксениты более поздние по сравнению с дунитами образования. Они формировались после появления в дунитах изоклинальных складок и до образования в них брахиформных структур F_2 .

Верлиты приурочены к контакту клинопироксенитов с дунитами, образуя вдоль него не выдержанную по мощности, часто почти выклинивающуюся зону постепенного перехода (в среднем $10-20$ м), в строении которой участвуют также клинопироксенитовые дуниты и оливиновые клинопироксениты. Реже верлиты встречаются в виде линз и полос среди дунитов и клинопироксенитов, при этом отмечается согласное контакту залегание таких обособлений. Нередко в зоне перехода от дунитов к клинопироксенитам наблюдается частая перемежаемость дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Мощность прослоев изменяется от $0,5-1$ см до

первых метров, а мощность самой переходной зоны, сложенной "полосчатым комплексом", увеличивается до 100 м и более.

По микроструктурному строению оливинсодержащие породы дунит-верлит-клинопироксенового комплекса отличаются от гарцбургитов. Для микроструктуры дунитов характерны хорошо выраженная разномасштабность, изометричная форма зерен оливина и меньшее развитие в них деформационных субструктур. Разномасштабность лучше всего проявляется в полосчатых зонах дунитов: оливин из обогащенных хромшпинелидом полос образует мелкозернистые (в среднем 0,1 мм) мозаичные агрегаты, обусловленные своим происхождением процессу синтетектонической рекристаллизации, в то время как обедненные хромшпинелидом полосы сложены преимущественно крупными (1-7 мм) изометричными или слабоуплощенными зернами оливина. Уплотненность параллельна минеральной сланцеватости, выраженной агрегатами мелких зерен хромшпинелида, которая образует структурный парагенезис с изоклинальными микроскладками F_1 . Редкие полосы излома, нарушающие крупные зерна оливина, перпендикулярны к их уплотненности и соответственно к плоскости минеральной сланцеватости, что свидетельствует об участии в пластических деформациях, сформировавших складки F_1 , механизма внутризернового скольжения.

В дунитах с хорошо выраженной полосчатостью (см. рис. 30, Б) оси оливина образуют пояса Ng и Nm, перпендикулярные к точечному максимуму Nr. Судя по расположению осложняющих пояса максимумов, рисунок диаграмм - результат наложения ориентировок, связанных с формированием полосчатости S_0^1 и минеральной сланцеватости S_1^1 дунитов. Наиболее интенсивные максимумы осей Ng и Nm располагаются в плоскости минеральной сланцеватости под углом около 90° один к другому; наибольшая концентрация осей Nr соответствует положению нормали к S_1^1 . Возникновение подобных ориентировок связано, как правило, с пластическими деформациями внутризерновым скольжением, осуществлявшимся в оливите по системе (010) [100] [101, 134]. Положению полосчатости соответствуют менее интенсивные максимумы, которые располагаются параллельно ей значительно равномернее и образуют рисунок, схожий с возникающим при синтетектонической рекристаллизации [101]. Таким образом, совокупность микроструктурных данных позволяет сделать вывод, что появление в дунитах полосчатости и минеральной сланцеватости теснейшим образом связано с процессами высокотемпературных пластических деформаций. Деформации осуществлялись различными механизмами: при формировании полосчатости ведущая роль принадлежала синтетектонической рекристаллизации, в то время как доминирующим механизмом деформаций, образовавших минеральную сланцеватость (а следовательно, и изоклинальные складки F_1), было внутризерновое скольжение.

Верлиты в микроструктурном отношении представляют собой разномасштабные неясно-полосчатые породы с переменными количественными соотношениями оливина и клинопироксена. Оливин образует изометричные, не нарушенные деформационными субструктурами зерна (размером 1-3 мм) с плавно изогнутыми или прямыми границами. Иногда несколько зерен группируются в почти одновременно гаснущие сегрегации размером до 5 мм, что свидетельствует о формировании их за счет рекристаллизации более крупных зерен оливина. В таких случаях микроструктура верлитов напоминает разномасштабную структуру дунитов. Клинопироксен образует изометричные, окруженные оливиновым агрегатом ксеноморфные зерна размером 1-2 мм, неравномерное распределение которых определяет полос-

чатое строение пород. Изредка клинопироксен развивается по трещинкам, расположенным под углом к полосчатости.

Перечисленные микроструктурные признаки позволяют высказать предположение о формировании верлитов путем метасоматического развития клинопироксена в дунитах [4] в процессе пластического течения и рекристаллизации этих пород. Правильность такого предположения подтверждается анализом оптической ориентировки оливина верлитов, принадлежащих к переходной от дунитов к клинопироксенитам зоне. На диаграмме (см. рис. 30, Г) видно, что оси Nm и Ng образуют пересекающиеся пояса, перпендикулярно к каждому из которых расположены точечные максимумы осей Nr. Пространственное положение одного из поясов Ng-Nm и соответствующего ему максимума Nr совпадает с ориентировкой, которая наблюдается в залегающих в непосредственной близости от контакта дунитах и обнаруживает тесную связь с развитой в них полосчатостью хромититов S_0^1 (см. рис. 30, В). На унаследованную от дунитов наложена ориентировка (второй пояс Ng-Nm и соответствующий максимум Nr), которая контролируется положением плоскости полосчатости S_0^2 переходной дунит-верлит-клинопироксенитовой зоны и появление которой связано с формированием верлитов и клинопироксенитов за счет дунитов. Судя по рисунку диаграмм, возникновение наложенной ориентировки обусловлено процессом синтетектонической рекристаллизации, проходившей одновременно с метасоматозом.

Выводы

Ключевской ультраосновной массив, породы которого залегают в одной из синклинальных структур, осложняющих Восточно-Уральское поднятие, представляет собой сохранившийся от эрозии останец офиолитового покрова, надвинутого на сиалическое основание поднятия с востока, где можно предполагать существование палеоструктуры с корой океанического типа. Присоединяясь к мнению В.Е. Хайна [94], автор полагает, что структурное положение и других подобных Ключевскому ультраосновных массивов Восточно-Уральского поднятия (Алапаевского, Режевского, Баженовского, Останинского и др.), которые обрамляют гранито-гнейсовые поднятия или выполняют прогибы между ними, можно объяснить лишь аллохтонным залеганием офиолитового комплекса и его последующей совместной с автохтоном деформацией. Аллохтонное строение Останинского массива подтверждено данными бурения [38].

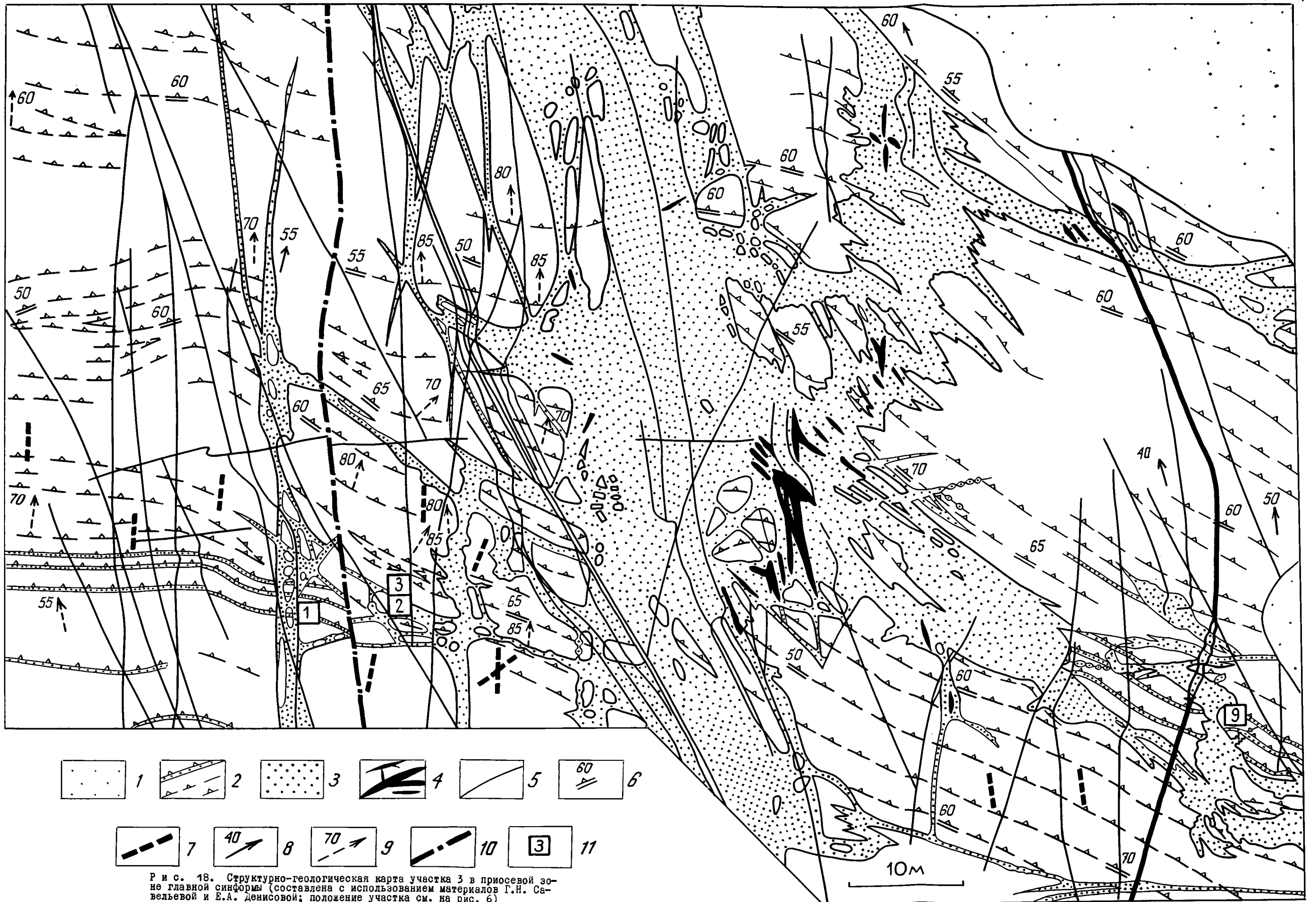
В пределах массива представлены оба комплекса ультрабазитов офиолитовой ассоциации - дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый. Первый комплекс, обычно занимающий в стратифицированном разрезе офиолитов нижнее положение, образует тектоническую пластину, перекрывающую породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Для внутреннего строения массива характерно широкое развитие складок разных генераций, а также дискордантность структур дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов относительно друг друга, с одной стороны, и по отношению к контактам массива - с другой. В ультрабазитах распространены мезо- и микроструктуры, возникновение которых обусловлено пластическими деформациями в породах до начала их серпентинизации, т.е. при относительно высоких температурах (не менее 500-600 °C). Пластические деформации были неодновременными: в породах обоих комплексов выделяются разновременные структуры и структурные парагенезисы, обязанные происхождением деформациям разных этапов.

В дунит-гарцбургитовом комплексе во время самого раннего этапа деформаций, по-видимому имевшего характер послойно-дифференцированного пластического течения вещества, была сформирована полосчатость гарцбургитов. С деформациями следующего этапа связано появление в породах минеральной сланцеватости, образующей структурный парагенезис со складками сформировавшихся ранее линзовидных дунитовых тел и полосчатости. Доминирующим механизмом пластических деформаций первого и второго этапов было внутризерновое трансляционное скольжение, проходившее в оливине по системе $(0kl)[100]$, которая в природных условиях активна при температуре $900-1200^{\circ}\text{C}$ [101, 102, 134, 137]. Во время третьего этапа породы дунит-гарцбургитового комплекса были смяты в дугообразную, открытую на запад антиформную складку.

В породах дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса с наиболее ранними пластическими деформациями связано появление в дунитах полосчатости хромитов и ее смятие в изоклиналильные складки. Тесная связь процесса образования полосчатости с синтетектонической рекристаллизацией дунитов позволяет предполагать ее метаморфическое происхождение. Во время формирования в дунитах изоклиналильных складок и сингенетичной им минеральной сланцеватости пластические деформации осуществлялись внутризерновым скольжением по системе $(010)[100]$, которое реализуется в природных условиях при температуре $1000-1300^{\circ}\text{C}$ [134, 137 и др.]. Второй этап пластических деформаций начался с формирования в кровле дунитов субсогласных с их полосчатостью ослабленных зон, в которых развивались метасоматические верлиты и клинопироксениты. На конечной стадии этого этапа дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс был вовлечен в брахиформную складчатость. Деформации третьего этапа выразились в смятии пород этого комплекса в открытую к северо-западу складку с субвертикальным шарниром.

Современные покровно-надвиговые взаимоотношения дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов и вследствие этого принципиальная возможность их латеральной разобщенности в палеоокеанической структуре не позволяют параллелизовать проявленные в этих комплексах ранние этапы высокотемпературных пластических деформаций. Имеющиеся данные позволяют только констатировать, что последние этапы деформаций, сформировавшие в комплексах конформные дугообразные складки с субвертикальными шарнирами, затронули оба комплекса уже в близком к современному состоянию.

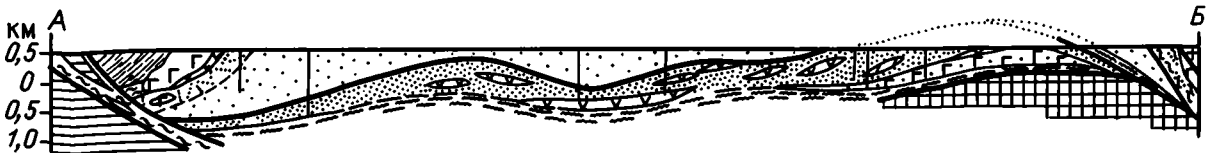
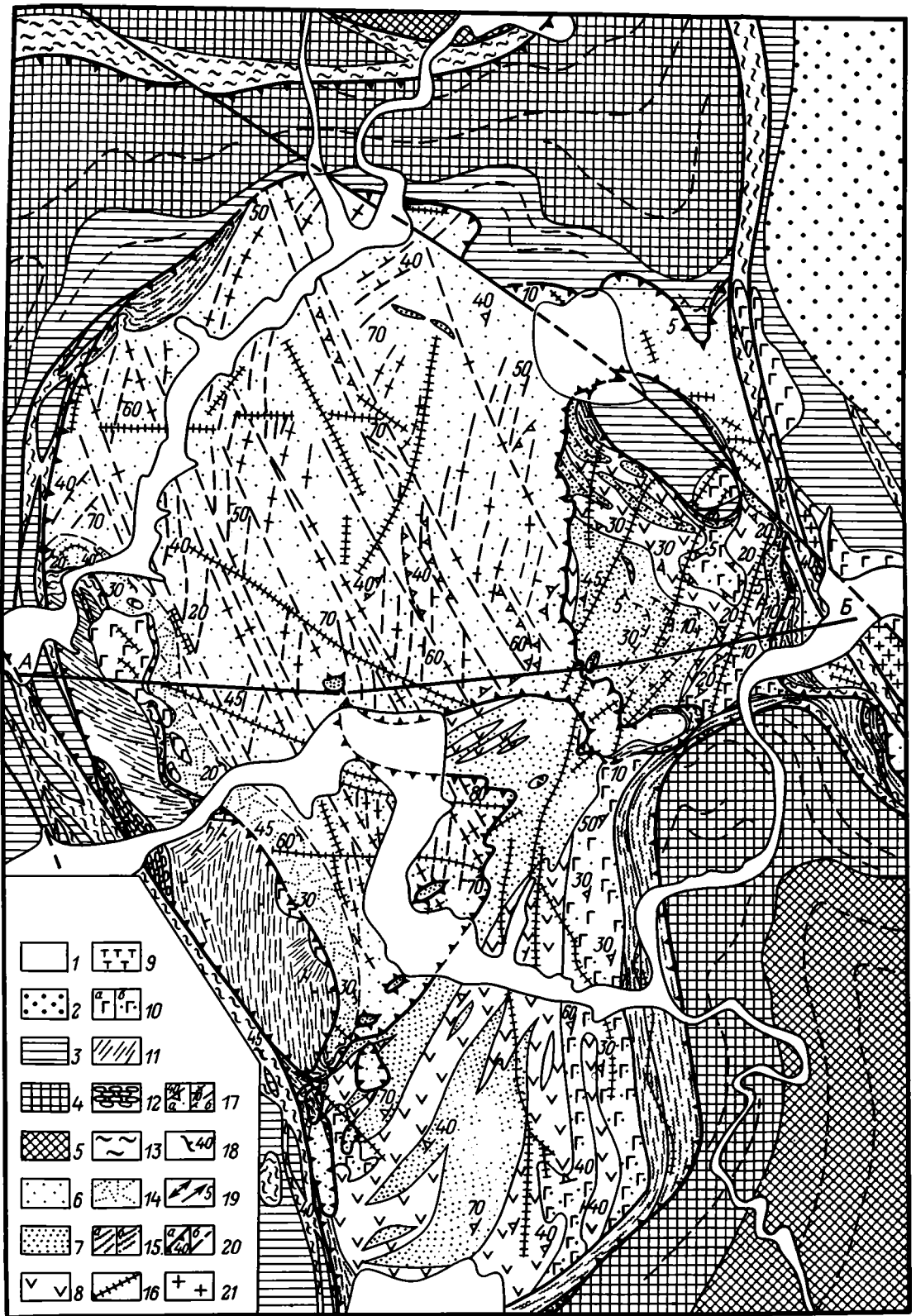
Пластические деформации ультрабазитов происходили, очевидно, на разных глубинных уровнях океанической литосферы. Деформации первых этапов, образовавшие в гарцбургитах и дунитах полосчатые текстуры, минеральную сланцеватость и изоклиналильные складки, шли в высокопластичных породах в условиях большой диффузионной подвижности их компонентов и высоких температур, что соответствует обстановке, предполагаемой в верхней мантии. Заложение в кровле дунитов ослабленных зон развитие в них метасоматических клинопироксенитов и смятие дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса в брахиформные складки осуществлялись в менее пластичных породах, в которых могли реализоваться хрупкие деформации, т.е. при менее глубинных P-T-условиях, отвечающих нижним горизонтам океанической коры или границе кора-мантия. Последующие деформации, происходившие уже после надвигания дунит-гарцбургитового комплекса на дунит-верлит-клинопироксенитовый, были, очевидно, внутрикоровыми.



Р и с. 18. Структурно-геологическая карта участка 3 в приосевой зоне главной синформы (составлена с использованием материалов Г.Н. Савельевой и Е.А. Денисовой; положение участка см. на рис. 6)

1 - четвертичные отложения; 2 - полосчатые гарцбургиты; 3 - дуниты; 4 - шпировидные тела хромититов; 5 - жилы вестеритов и клинопироксенитов; 6 - полосчатость гарцбургитов S_0 ; 7 - минеральная сланцеватость S_{2-3} ; 8 - линейность L_1 ; 9 - линейность L_{2-3} ; 10 - разрывные нарушения; 11 - точки отбора ориентированных образцов и их номера

Зак.528



Р и с. 39. Структурно-геологическая карта Хабаровинского массива

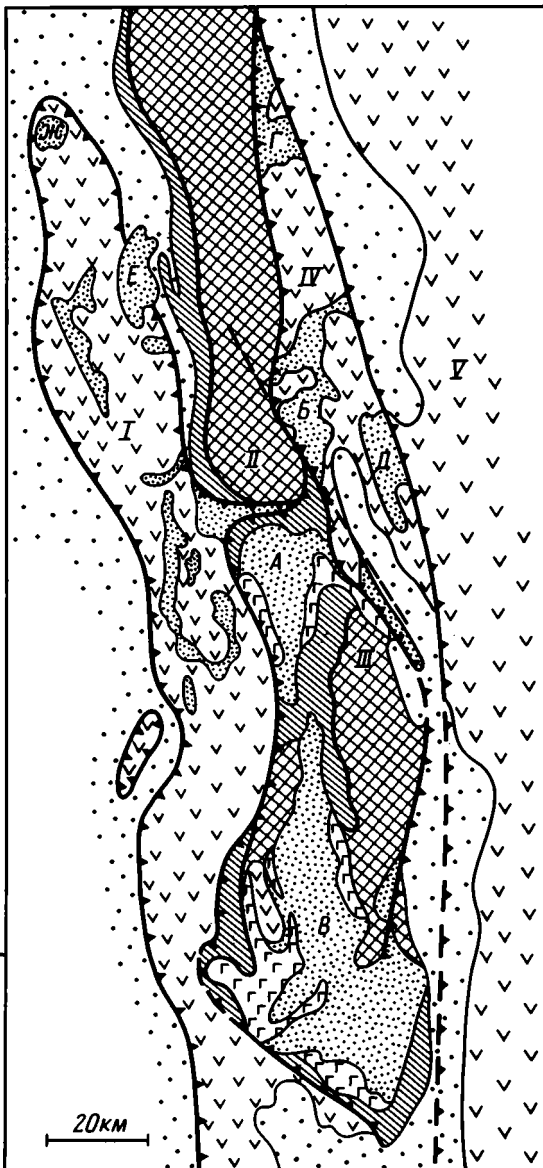
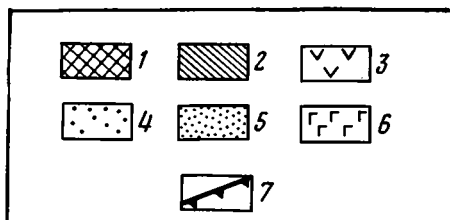
1 - мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - девонско-каменноугольные осадочные породы; 3 - силурийско-девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 4 - осадочные и вулканогенные породы ордовика; 5 - доордовикские образования; 6 - гарбургиты; 7 - дуниты; 8 - клинопироксениты, верлиты; 9 - тылаиты; 10 - разновозрастные габброиды (а), амфиболизированные габброиды восточнохабаринской ассоциации (б); 11 - диабазы комплекса параллельных даек; 12 - подушечные лавы; 13 - серпентинитовые сланцы; 14 - антигоритовые серпентиниты с жилами габбро и клинопироксенитов; 15 - амфиболиты (а), зеленые сланцы (б); 16 - дайки габбро-диабазов; 17 - полосчатость (а), минеральная сланцеватость (б), в дунитах - полосчатость хромитов; 18 - сланцеватость серпентинитов; 19 - линейность; 20 - надвиги (а), прочие разрывы (б); 21 - гранитоиды

Халиловский массив

Халиловский массив – крупнейший из ультраосновных массивов гарцбургитового типа Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала (рис. 32). Тектоническое положение Вознесенско-Присакмарской зоны, служащей областью сочленения двух региональных тектонических структур – Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского прогиба, дискуссионно. Одни исследователи считают ее крайней западной структурой Магнитогорского прогиба, проводя его границу с Центрально-Уральским поднятием по линии Восточно-Уралтауского разлома [63, 88]; другие – восточным бортом поднятия и разграничивают Центрально-Уральское поднятие и Магнитогорский прогиб линией Западно-Ирендыкского разлома [15, 36].

Р и с. 32. Тектоническая схема западной части Южного Урала

1 – доордовикские образования; 2 – нижнепалеозойские осадочные породы; 3 – среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 4 – девонско-каменноугольные флишеидные образования; 5 – ультрабазиты; 6 – габбро; 7 – надвиги. Римские цифры: I – Сакмарский аллохтон; II – Уралтауское поднятие; III – Эбетинский выступ; IV – Вознесенско-Присакмарская зона; V – Магнитогорский прогиб. Массивы ультрабазитов: А – Кабарнинский; Б – Халиловский; В – Кемпирсайский; Д – Байгускаровский; Е – Ишкининский; Ж – Катралинский; З – Шайтантауский



в последнем случае толщи, слагающие Вознесенско-Присакмарскую зону, можно рассматривать как восточную часть гигантского краевого аллохтона, западная часть которого - Сакмарский офиолитовый аллохтон [15, 95] - далеко продвинута в глубь миегеосинклинали области. Две части единого аллохтона, разобленные периклинальным окончанием поднятия Уралтау и продолжающим его южнее Эбетинским выступом, соединяются в районе Хабаровинской структурной седловины, где, по данным С.В. Руженцева [75], наблюдается непрерывный переход толщ Сакмарской и Сакмарско-Вознесенской зон.

Ультрабазиты массива залегают среди ниже-среднепалеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, разрез которых был сформирован в относительно глубоководных условиях западной части Восточно-Уральского палеоокеана [88]. Непосредственно вблизи контактов массива широко развиты диабазы, спилиты и кремнистые сланцы сидурийского возраста. Относительно генезиса массива нет единого мнения: одни исследователи считают его межпластовой интрузией, находящейся в первичном залегании [3, 5, 87 и др.], другие приводят факты, свидетельствующие о выведении ультрабазитов в виде тектонического офиолитового покрова [28, 60, 88, 104 и др.]. Временем появления ультрабазитов в эвгеосинклинали разрезе большинство исследователей считают ранний силур.

Предыдущими работами [3, 5, 8 и др.] показано, что массив сложен серпентинизированными гарцбургитами, состоящими из оливина Fe_{90-93} (70-80%), энстатита En_{90-93} (20-30%), хромшпинелида (1-2%) и диопсида (1%). В подчиненном количестве развиты дуниты, образующие в гарцбургитах протяженные полосы мощностью до 20 м и распространенные на площади массива неравномерно. Наибольшее количество дунитов приурочено к южной части массива, где с дунитовыми полосами ассоциируют линзовидные и шпировидные тела хромититов. В ультрабазитах встречаются маломощные секущие жилы клинопироксенитов и габбро, а также дайки габбро-диабазов. Большая часть площади на севере и северо-востоке массива скрыта под мезозойско-кайнозойскими осадками и корой выветривания.

В результате проведенных автором структурно-геологического картирования массива и изучения взаимоотношений ультрабазитов с вмещающими породами получены данные, подтверждающие правильность точки зрения о покровном залегании ультрабазитов (рис. 33). Контакты ультрабазитов с палеозойскими породами повсеместно тектонические. Они представляют собой зоны полимиктового меланжа, сложенного рассланцованными серпентинитами с включенными в них линзовидными блоками вмещающих пород, амфиболитов, габброидов, диабазов и массивных серпентинитов. Мощность зоны тектонического меланжа достигает 100-200 м, длина отдельных блоков 0,5 км. Блоки в меланже и вмещающие породы вблизи контакта интенсивно тектонизированы, что проявляется в их брекчировании, будинаже, рассланцевании и смятии в мелкие складки с субгоризонтальными, меридионально ориентированными шарнирами. Породы нарушены многочисленными маломощными

Р и с. 33. Структурно-геологическая карта Халиловского массива

1 - мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - доордовикские образования; 3 - нижнепалеозойские осадочные породы; 4 - среднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 5 - амфиболиты; 6 - полосчатые гарцбургиты; 7 - серпентинитовый меланж; 8 - дайки габбро-диабазов; 9 - жилы габбро; 10 - полосчатость гарцбургитов; 11 - минеральная сланцеватость; 12 - сланцеватость серпентинитов; 13 - линейность; 14 - слоистость вмещающих пород; 15 - надвиги; 16 - разрывы; 17 - граница распространения мезозойско-кайнозойских отложений



- 1 [Empty box]
- 2 [Cross-hatched box]
- 3 [Diagonal lines, top-left to bottom-right]
- 4 [Diagonal lines, top-right to bottom-left]
- 5 [Dotted box]
- 6 [Dashed lines]
- 7 [Wavy lines]
- 8 [Solid line with small circles]
- 9 [Two parallel lines]
- 10 [Box with '70' and a small arrow]
- 11 [Box with an 'X' symbol]
- 12 [Box with '20' and a small arrow]
- 13 [Box with '10' and a small arrow]
- 14 [Box with '30' and a small arrow]
- 15 [Dashed line with small triangles]
- 16 [Dashed line]
- 17 [Dotted line]

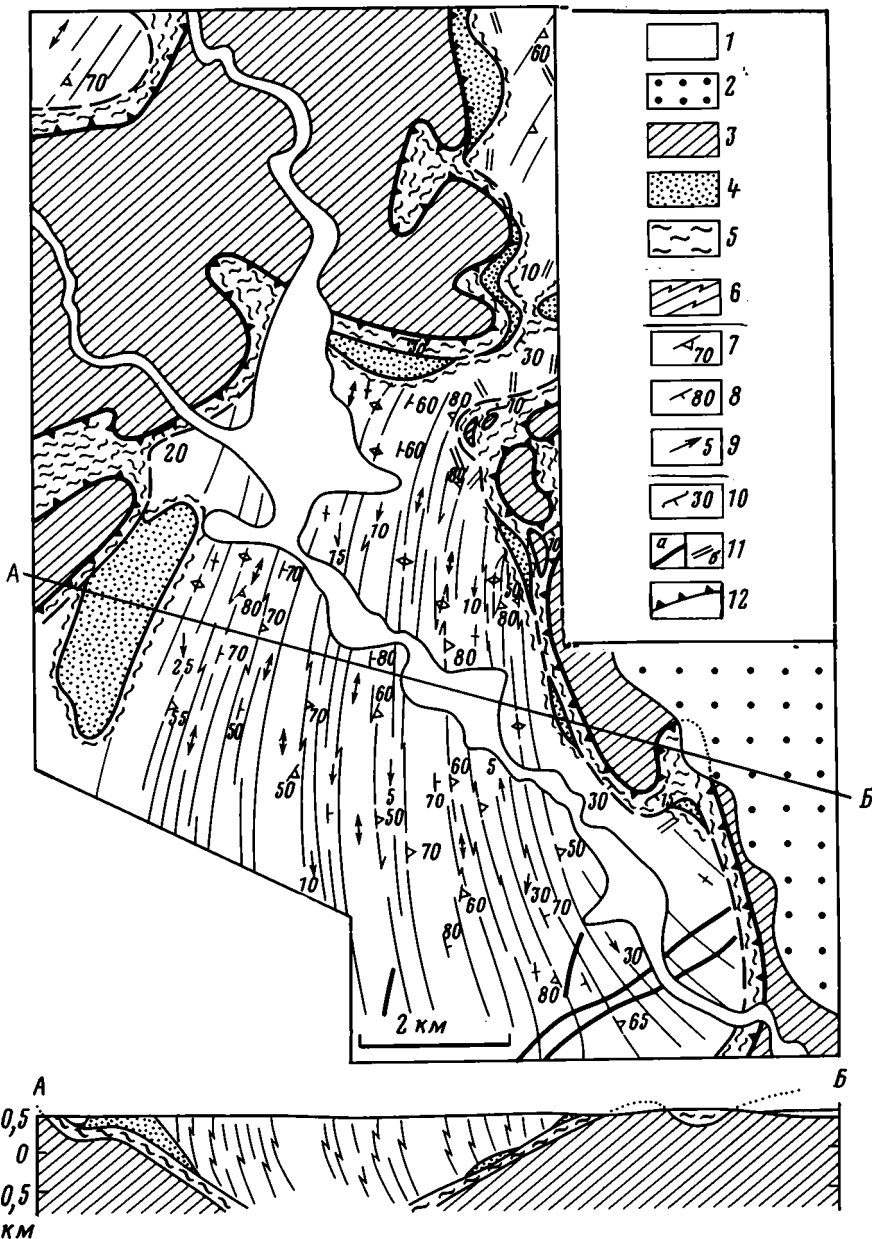
5 KM

ми тектоническими зонами, сложенными серпентинитовыми сланцами, в которых встречаются кальцит, кварц, хлорит и цеолит. Элементы залегания сланцеватости серпентинитов и линзовидных блоков в меланже свидетельствуют о пологом падении контактов массива под ультрабазиты под углом 5–30°. В плане контакты описывают плавновыгибистые линии, что характерно для пологозалегающих поверхностей. Обширная площадь в центральной части массива, которая сложена силурийскими породами (базальты, кремнистые сланцы), окруженными со всех сторон ультрабазитами и имеющими с ними тектонические контакты, представляет собой крупное тектоническое окно. Многочисленные более мелкие выходы силурийских пород среди ультрабазитов, которые ранее принимались за ксенолиты или останцы пород кровли интрузии, также представляют собой тектонические окна или блоки в меланже.

Перечисленные факты убедительно свидетельствуют о покровно-надвиговом строении Халиловского массива, что подтверждается также и геофизическими данными. Вся площадь массива, за исключением его краевых частей, характеризуется развитием мозаичных магнитных аномалий, указывающих на небольшую мощность (1000–1200 м) и пологое залегание ультрабазитов [87]. Полосы линейных магнитных аномалий, протягивающиеся вдоль западного и восточного контактов массива и прослеживающиеся далеко за его пределами, соответствуют серпентинитам субмеридиональных зон меланжа Восточно-Уралтауского и Западно-Ирендыкского надвигов, представляющих ограничения Вознесенско-Присакмарской зоны (рис. 32).

Своеобразное место в строении массива занимают амфиболиты, представляющие собой деформированные массивные или полосчатые меланократовые породы. Они состоят в основном из зеленой роговой обманки и измененного плагиоклаза с примесью кварца, цоизита и сфена. В породах иногда наблюдается реликтовая бластоофитовая или спилитовая структура [8]. Амфиболиты либо слагают блоки в меланже, которые тяготеют к подошве ненарушенных ультрабазитов, либо вскрываются в ядрах пологих антиформных структур, непосредственно соприкасаясь с породами дунит-гарцбургитового комплекса. Тектонический характер контактов амфиболитов с палеозойскими породами, отсутствие подобных образований в палеозойском разрезе и их приуроченность к подошве ненарушенных ультрабазитов свидетельствуют, что амфиболиты – аллохтонные образования и представляют собой нижнюю часть офиолитового покрова. По наблюдениям автора, аналогичные породы слагают подошву гарцбургитов Хабарнинского массива; имеются сведения об их развитии в пределах Кемпирсайского, Байгускаровского и более мелких массивов Сакмарского аллохтона [5, 55 и др.]. Появляется все больше данных о том, что амфиболиты формируются при динамотермальном метаморфизме основных вулканитов и габброидов в подошвах покровов в областях раннего скучивания в современных океанах [33, 66] при температуре 460–540 °С. Идентичная температура образования амфиболитов (540–550 °С) получена для Хабарнинского массива [84].

Внутренняя структура и пластические деформации пород дунит-гарцбургитового комплекса офиолитовой ассоциации детально изучались автором в южной части Халиловского массива (рис. 34). В пределах этого участка ультрабазиты слагают площадь, напоминающую по форме сужающуюся к северо-востоку трапецию, которая соединяется с северной частью массива узким перешейком. Ультрабазиты рассечены редкими дайками габбро-диабазов, протяженность которых



Р и с. 34. Структурно-геологическая карта южной части Халиловского массива

1 - четвертичные породы; 2 - мезозойские отложения; 3 - силурийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы; 4 - амфиболиты; 5 - серпентинитовые сланцы; 6 - полосчатые гарцбургиты; 7 - элементы залегания полосчатости; 8 - минеральная сланцеватость S_2 ; 9 - минеральная линейность L_2 ; 10 - сланцеватость серпентинитов; 11 - дайки габбро-диабазов (а), жилы габбро (б); 12 - надвиги

достигает 5 км; в северной части участка встречаются жилы среднезернистых и пегматоидных лейкократовых габбро, приуроченных к периферической зоне массива.

Ультраосновные породы участка представлены двумя главными разновидностями — гарцбургитами и дунитами. Уже на небольшом удалении от тектонических контактов в них практически отсутствуют следы связанных с процессом надвижения деформаций, что отражается в развитии ненарушенной полосчатости и наличии слабдеформированных протяженных даек габбро-диабазов. Полосчатость S_0 , обусловленная неравномерным распределением в породе пироксенов и оливина, неодинаково проявлена на площади: пачки полосчатых пород разделяются участками, сложенными неполосчатыми или неясно-полосчатыми гарцбургитами, вариации содержания пироксенов в которых незначительны. Наиболее распространена полосчатость, выраженная чередованием дунитовых и гарцбургитовых прослоев. Дунитовые полосы мощностью от 20 см до первых метров разделяются более широкими промежутками, сложенными гарцбургитами с содержанием пироксенов порядка 10–20%. Для дунитовых полос характерна непостоянная мощность: участки их раздувов чередуются с пережимами. Полосы обычно имеют резкие границы, но изредка наблюдаются постепенные переходы дунита в гарцбургит за счет обогащения его пироксенами. В таких случаях отмечается меньшая протяженность дунитовых полос; форма их приближается к линзовидной. В дунитах часто содержатся тела хромититов, вытянутые согласно простиранию полос. Иногда несколько таких тел образуют в пределах дунитовой полосы цепочки, что придает им сходство со структурами будинажа. Местами, преимущественно на сложенных гарцбургитами с повышенным содержанием пироксенов (20–35%) участках, развита полосчатость другого типа. Она характеризуется появлением в гарцбургитах энстатитовых или обогащенных пироксенами прослоев. Одиночные полосы встречаются редко, обычно они группируются в пачки, в пределах которых несколько пироксеновых полос мощностью 1–20 см разделены гомогенными гарцбургитами мощностью 0,2–2 м. "Пироксенитовая" полосчатость, как и полосчатость первого типа, прерывиста: полосы на небольшом протяжении выклиниваются, "растворяются" в гарцбургитах, кулисообразно замещаясь другими. Полосчатость дискордантна к контактам массива, обнаруживая по отношению к ним угловое и азимутальное несогласие, и описывает плавную дугообразную линию, обращенную выпуклостью на запад (см. рис. 34). Более резкое ее изгибание в северо-восточном направлении наблюдается в непосредственной близости от контакта на севере участка. Полосчатость наклонена преимущественно к востоку под углом 50–85°; иногда отмечаются крутые западные падения.

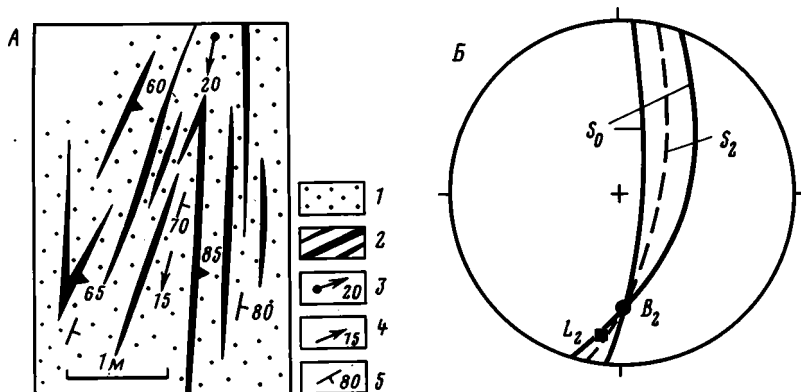
Согласно полосчатости гарцбургитов развивается минеральная сланцеватость S_1 , которая проявляется в параллельном расположении пироксеновых агрегатов, имеющих форму сжатого эллипсоида со средними размерами 35x10x5 мм. Линейность L_1 , выраженная удлинением агрегатов, субвертикальна или круто наклонена субсогласно с падением полосчатости. Линейно-плоскостные пироксеновые агрегаты распространены преимущественно в полосчатых породах, в то время как в неполосчатых гарцбургитах они не наблюдаются или выражены нечетко. Это указывает на генетическое родство описываемых структур и позволяет предполагать деформационное происхождение полосчатости, о чем свидетельствуют также согласная ориентировка полосчатости и минеральной сланцеватости, линзовидная форма дунитовых полос и признаки будинирования содержащихся в них хромитито-

вых тел. Отмечавшиеся ранее факты необычного залегания хромититов непосредственно в гарцбургитах на простирании выклинивавшихся дунитовых полос [3] также объясняются деформацией и растаскиванием в полосы дунитовых тел. В таких условиях более компетентные хромититы могут быть частично или полностью освобождены от пластичной дунитовой оторочки, не претерпев при этом столь же значительного деформирования.

Полосчатость – самый ранний, имеющий деформационное происхождение элемент гарцбургитов. Детальное изучение ее пространственного положения (систематическое измерение элементов залегания и прослеживание полос по простиранию) позволило выявить существование в ультрабазитах рассредоточенных по площади мелких изоклиальных складок. В нескольких случаях они наблюдались непосредственно в обнажениях, зарисовка одного из которых показана на рис. 35, А.

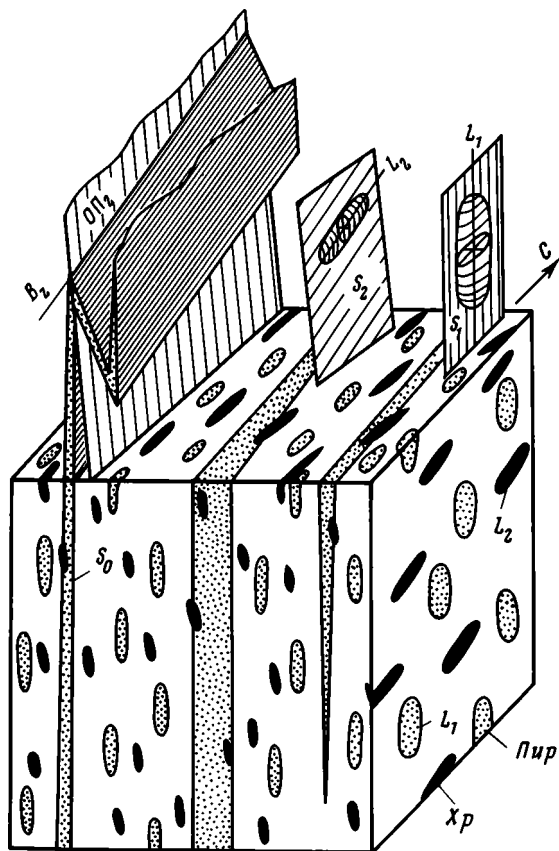
Изоклиальные складки имеют горизонтальные или полого наклоненные к югу ($5-30^{\circ}$) шарниры, их осевые поверхности близки к положению полосчатости (рис. 35, Б; 36). Для складок характерны острые замки и прямолинейные крылья, угол между которыми составляет $10-20^{\circ}$. Они имеют небольшую амплитуду и по форме напоминают складки волочения, что свидетельствует об их образовании в результате послонно-сдвиговых движений в гарцбургитах. Геометрический анализ подтверждает развитие складок на всем изученном участке: для диаграммы ориентировки полосчатости (рис. 37, А) характерно наличие двух точечных максимумов, которые располагаются под углом 20° один относительно другого и отвечают ориентировке крыльев изоклиальных складок (см. рис. 35, Б). Осредненное положение шарниров складок, определенное методом β -пересечений (см. рис. 37, Б), субгоризонтально и совпадает с точкой пересечения дуг большого круга, положение которых отвечает преобладающим ориентировкам полосчатости (см. рис. 37, А).

Пластические деформации, ответственные за появление складок, сопровождались формированием в гарцбургитах деформационных минеральных структур. Параллельно шарнирам изоклиальных складок развивалась линейность L_2 , образованная агрегатами мелких зерен хромшпинелида, с которым иногда ассоциирует

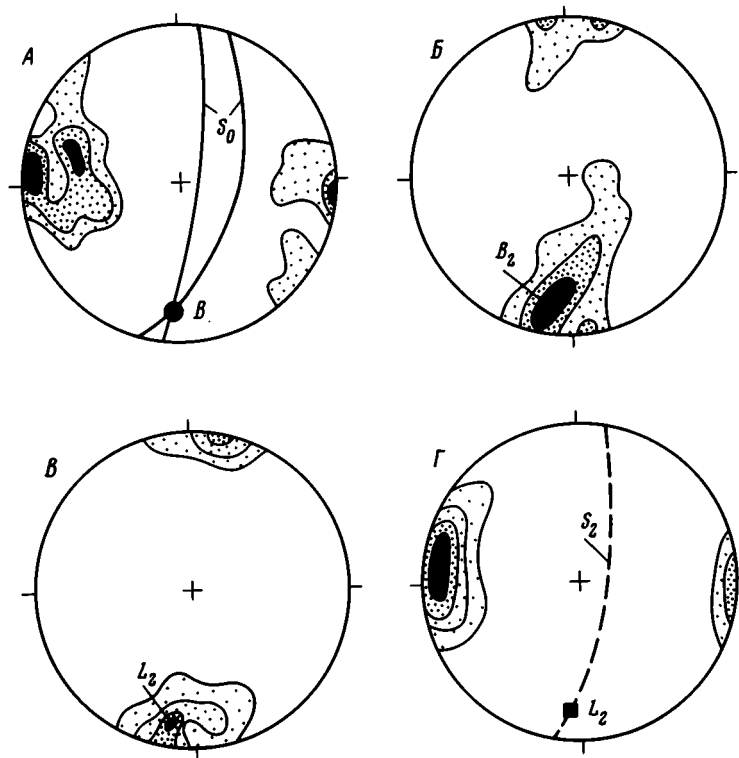


Р и с. 35. Изоклиальная складка в полосчатых гарцбургитах (А) и диаграмма ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов складки (Б)

1 – гарцбургиты с фоновым содержанием пироксенов; 2 – полосы, обогащенные пироксенами (S_0); 3 – шарнир складки B_2 ; 4 – минеральная линейность L_2 ; 5 – минеральная сланцеватость S_2 . Пояснения в тексте



Р и с. 36. Схема соотношений структурных элементов гарцбургитов (точки - существенно пироксеновые агрегаты и полосы, черное - хромшпинелиевые агрегаты). Пояснения в тексте



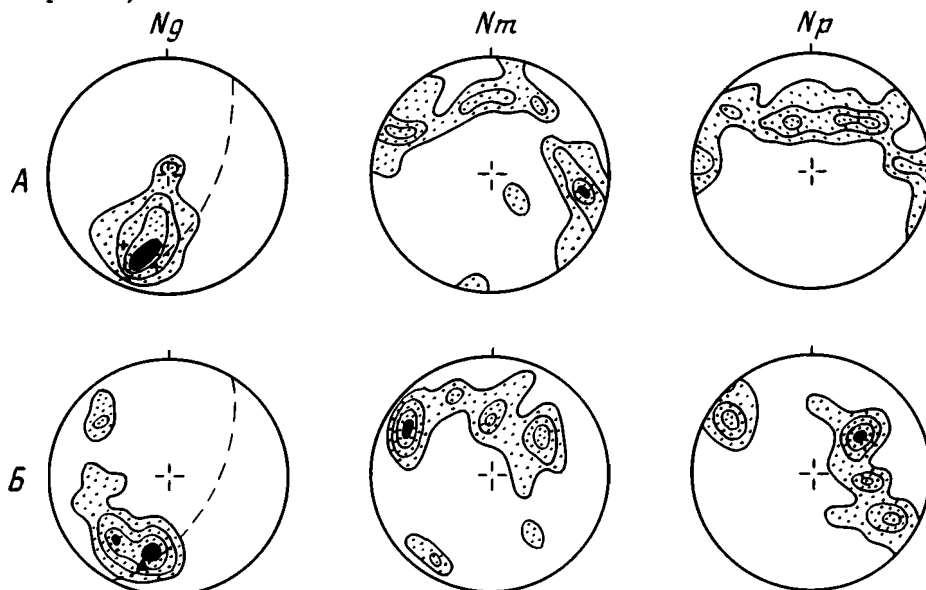
Р и с. 37. Диаграммы ориентировки линейных и плоскостных структурных элементов гарцбургитов

А - полосчатость πS_0 , 60 замеров, изолинии 2-4-8%; Б - β -пересечения полосчатости, 125 пересечений, 2-5-15%; В - минеральная линейность L_2 , 80 замеров, 3-10-15-20%; Г - минеральная сланцеватость πS_2 , 120 замеров, 2-5-10-15%

мелкий энстатит. Агрегаты, напоминающие вытянутый трехосный эллипсоид, имеют размеры в среднем $25 \times 6 \times 3$ мм. Минеральная сланцеватость S_2 , обусловленная уплощенностью агрегатов, параллельна осевым плоскостям складок и ориентирована под углом $5-15^\circ$ к полосчатости.

Анализ ориентировки минеральной линейности L_2 и сланцеватости S_2 (см. рис. 37, В, Г) также указывает на ее связь с ориентировкой шарниров и осевых плоскостей складок. Линейность концентрируется в субгоризонтальный максимум, параллельный положению шарниров B_2 ; концентрация полюсов минеральной сланцеватости занимает промежуточное положение между максимумами на диаграмме ориентировки полосчатости, тяготея к большему из них (см. рис. 37, Г, А). Такие соотношения ориентировки полосчатости и минеральной сланцеватости свидетельствуют об асимметричном строении складок.

Оптическая ориентировка оливина в породах Халиловского массива тесно связана с минеральными структурами, сингенетичными изоклинальным складкам. Оси индикатрисы оливина гарцбургитов и дунитов ориентированы аналогично (рис. 38). Они образуют точечные максимумы N_g , которые совпадают с положением линейности L_2 и минеральной сланцеватости S_2 , и перпендикулярные к ним пояса N_m-N_p . Рисунки диаграмм свидетельствуют о формировании ориентировки оливина в гарцбургитах и дунитах при трансляционном скольжении по системе $(0kl) [100]$ (см. рис. 3).



Р и с. 38. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина в гарцбургитах (А) и дунитах (Б) Халиловского массива, по 100 зерен оливина, изолинии 2-4-6-8% (штриховая линия - минеральная сланцеватость S_2 , треугольник - линейность L_2 , крестики - полюса границ полос излома)

Соотношения структурных элементов гарцбургитов, образовавшихся во время первой и второй фаз деформаций (см. рис. 36), указывают на то, что они осуществлялись при сходных ориентировках поля напряжений и представляют собой, по-видимому, стадии единого деформационного процесса. Пластические деформации этих фаз шли до серпентинизации ультрабазитов и сопровождалась возникно-

вением пронизывающих деформационно-метаморфических минеральных структур. Последующие низкотемпературные деформации, происходившие, очевидно, во время шарьирования ультрабазитов, были наложены на серпентинизированные породы и не сформировали пронизывающих структур. Они проявились в слабом изгибании полосчатости, обусловившем ее дугообразное простирание в структуре участка, в нарушении ультрабазитов мелкими разнонаправленными трещинами, а также в образовании локальных тектонических зон, параллельных подошве покрова.

Выводы

Внутреннее строение Халиловского массива указывает на сложную историю деформаций слагающих его ультраосновных пород. В современной структуре Вознесенско-Присакмарской зоны эти породы образуют покровно-надвиговую пластину, полого залегающую на океанических вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях. До начала процесса шарьирования ультрабазиты претерпели пластические деформации, которые сопровождались возникновением в них пронизывающих структур — минеральной сланцеватости и линейности, аналогичных развитым в ультрабазитах Войкаро-Сынбинского и Ключевского массивов и во многом подобных структурам, формирующимся при послойно-сдвиговом вязком течении в метаморфических породах [48].

Первая фаза деформаций проявилась в формировании пироксеновых агрегатов, ориентированных параллельно полосчатости гарцбургитов. Они образовались вероятно, на конечной стадии процесса высокотемпературного пластического течения вещества, ранние стадии которого ответственны за появление в ультрабазитах полосчатости. Пластические деформации второй фазы сопровождались формированием минеральной линейности и сланцеватости, выраженных в удлинении и уплощении агрегатов зерен хромшпинелида. Послойно-сдвиговое пластическое течение этой фазы привело к появлению в ультрабазитах изоклинальных складок с шарнирами, перпендикулярными его направлению.

Пластические деформации первой и второй фаз представляют собой, по-видимому, последовательные стадии единого процесса послойно-сдвигового течения ультраосновного вещества. Отличия этих стадий обусловлены изменением температурных условий и вследствие этого изменением реологических свойств пород. Послойное течение могло осуществляться только в условиях низких градиентов скорости движения [48], т.е. в высокопластичном веществе и соответственно при высокой температуре. При снижении температуры и повышении вязкости пород в отдельных зонах должны были возникать вращательные моменты, реализовавшиеся в образовании складок.

Температура образования деформационных структур, аналогичных развитым в породах Халиловского массива, в ультрабазитах других офиолитовых массивов составляла 800–1100 °С [81, 102, 111 и др.]. Кроме того, охарактеризованные пластические деформации не сопровождались возникновением водосодержащих минералов, что свидетельствует об их верхнемантийном происхождении, поскольку известно, что при коровых деформациях ультрабазитов всегда образуются синдеформационные амфиболы, тальк, серпентины. В верхние горизонты океанической коры ультрабазиты были выведены в виде жесткой покровной пластины. В процессе шарьирования деформации концентрировались в подошве покрова, почти не затронув более высоких его частей, что способствовало сохранению сформировавшейся в верхнемантийных условиях внутренней структуры ультрабазитов. Характер

деформаций во вмещающих породах и ультрабазах, развитых в непосредственной близости от подошвы покрова, показывает, что его надвигание происходило в западном направлении.

Нижняя часть офиолитового покрова сложена амфиболитами, образование которых связано с метаморфизмом базальтов второго слоя палеоокеанической коры в начальную (океаническую) стадию шарьирования офиолитов. "Припаваясь" к подошве покрова, амфиболитизированные базальты и габбро перемещались впоследствии совместно с ультрабазами. Причинами динамотермального метаморфизма были тепловая инерция ультрабазитов и выделение тепла в тектонической зоне при движении покрова.

Хабарнинский массив

Один из крупнейших на Южном Урале Хабаровский габбро-ультрабазитовый массив расположен в осевой зоне Центрально-Уральского поднятия и слагает Хабаровскую структурную седловину – естественное продолжение находящейся западнее Сакмарской синформы, выполненной аллохтонными массами (см. рис. 32). Северное крыло седловины облекает южное периклинальное замыкание Уралтауского антиклинория, на юге к ней примыкает периклиналь Эбетинской антиклинали. Восточное крыло Хабаровской седловинной синклинали нарушено Восточно-Уралтауским разломом, отделяющим ее от Вознесенско-Присакмарской зоны. По разнообразию петрографических типов пород Хабаровский массив представляет собой уникальнейший геологический объект, в связи с чем он уже давно привлекает внимание геологов и относится к наиболее изученным массивам Урала [1, 4, 30, 35, 44–47, 56, 63, 84, 91 и др.].

Предыдущими исследователями установлено, что большую часть массива занимают гарцбургиты, которые слагают вытянутую в северо-западном направлении брахисинклиналь. С юго-запада к району распространения гарцбургитов примыкает протяженная полоса развития диабазов и диабазовых порфиритов. На востоке гарцбургиты перекрывают породы дунит-клинопироксенитового комплекса, которые, в свою очередь, подстилаются габброидами восточнотихоокеанской ассоциации, занимающими самое нижнее структурное положение в разрезе. Вдоль контакта массива с породами ордовикского и силурийского возраста в виде прерывистой полосы развиты амфиболиты.

До недавнего времени считалось, что Хабаровский массив представляет собой факолитоподобное интрузивное тело, которое образовалось при последовательном внедрении магм гарцбургитовой, дунит-клинопироксенитовой и габбровой формаций [4, 30, 56 и др.]. Исследования, проведенные в последние годы, показали, что массив является верхней тектонической пластиной Сакмарского краевого аллохтона, шарьированного на окраину Восточно-Европейской платформы из находившейся восточнее палеоокеанической области, и представляет собой полную офиолитовую ассоциацию [1, 20, 35, 60, 63, 75, 84].

По вопросу о внутренней структуре Хабаровского массива существуют различные точки зрения. По мнению А.С. Перфильева, разделяемому многими другими геологами [35, 63, 75, 88 и др.], массив представляет собой пережатое ядро лежащей складки, висячее крыло которой уничтожено эрозией, а в лежащем крыле вскрывается полный разрез офиолитовой ассоциации. Разрез нарушен разрывами и находится в перевернутом залегании, в результате чего дунит-гарцбургитовый

комплекс занимает верхнее структурное положение, ниже залегают дуниты, клинопироксениты и габбро, а самая нижняя часть разреза представлена диабазами и амфиболитами. С точки зрения В.И. Маегова [44], массив состоит из двух тектонических пластин, сложенных генетически разнородными ассоциациями — офиолитовой и габбро-пироксенит-дунитовой, подобной ассоциациям Платиноносного пояса Урала.

По результатам калий-аргоновых определений, ультрабазиты массива имеют возраст 445–485 млн лет, т.е. не моложе позднего ордовика [4]. Их шарьяжные перемещения в нижние горизонты коры на этапе раннего тектонического скупивания начались на рубеже силура и девона [88]. Присутствие обломков серпентинитов в ранне-среднедевонской олистостроме Сакмарского аллохтона [95] указывает на то, что в это время ультрабазиты были уже выведены на эрозионный уровень.

Несмотря на то что в геологии Хабаровинского массива существует множество нерешенных вопросов, петрография и петрохимия слагающих его основных и ультраосновных пород изучены достаточно полно [5, 44–46, 84, 88, 91 и др.], в связи с чем он часто рассматривается в геологической литературе как эталонный представитель офиолитовой ассоциации Урала. Автором были проведены на Хабаровинском массиве детальные работы с целью изучения внутренней структуры и пластических деформаций пород дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов, в процессе которых получены новые данные о структуре массива, подтверждающие правильность сделанных ранее заключений о его аллохтонном строении [60, 63, 75 и др.].

Строение массива

Картирование внутренней структуры массива и изучение контактов между слагающими его комплексами приводят нас к выводу, что массив представляет собой сложно построенный покров, состоящий из трех тектонических пластин (рис. 39, см. вкл.).

Нижняя тектоническая пластина сложена породами габброидного и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов восточной части массива, примыкающей к западному крылу и периклинали Эбетинской структуры. В подошве пластины непосредственно под габброидами развиты тонкополосчатые полевошпатовые амфиболиты и амфиболовые сланцы, которые, по данным В.И. Маегова [46], образовались при метаморфизме базальтов, близких к океаническим толеитам, и по петрохимическому составу четко отличаются от габброидов. Узкая полоса в непосредственном контакте с габброидами сложена кытлымитами, маркирующими зону высокотемпературного пластического течения [63]. Вблизи контакта в амфиболитах ярко выражены деформационно-метаморфические структуры (полосчатость, линейность, минеральная сланцеватость), часто наблюдаются опрокинутые к востоку мелкие складки волочения с полого склоняющимися к северу ($5-15^{\circ}$) шарнирами. Габброиды вблизи контакта милонитизированы, разгнейсованы и амфиболитизированы; его тектонический характер подчеркивается присутствием маломощных линз серпентинитов. По мере удаления от контакта амфиболиты постепенно сменяются зелеными сланцами с блоками измененных диабазовых порфиритов. Амфиболиты и зеленые сланцы отделены от слагающих Эбетинскую структуру автохтонных ордовикских образований пологой зоной надвига [96] и, следовательно, не могут рассматриваться как метаморфизованные породы автохтона. Скорее всего, перечисленные

признаки свидетельствуют о том, что амфиболиты и зеленые сланцы, будучи продуктами динамотермального метаморфизма океанических базальтов, происходившего на начальных этапах шарьирования, были "припаяны" к подошве габбро-ультрабазитовой тектонической пластины и в дальнейшем перемещались вместе с ней.

Вторая тектоническая пластина, которая дискордантно перекрывает нижнюю габбро-ультрабазитовую, сложена породами дунит-гарцбурггитового комплекса (рис. 39). Тектонический контакт в ее подошве выражен зоной рассланцованных и милонитизированных серпентинитов с линзовидными блоками серпентинизированных гарцбурггитов и дунитов, чередование которых нередко принимается за полосчатое переслаивание, свидетельствующее о постепенном переходе между гарцбурггитами и дунитами "полосчатого" комплекса. Местами в зоне контакта развит маломощный меланж, сложенный серпентинитами с блоками кремнистых сланцев силура, амфиболитов, пироксенитов и диабазов. Гарцбурггиты вблизи контакта серпентинизированы, брекчированы, нарушены многочисленными разрывами. Нижележащие породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса также интенсивно тектонизированы и рассечены полого наклоненными под гарцбурггиты зонами рассланцевания.

Дунит-гарцбурггитовый комплекс полнее всего представлен в наиболее погруженном западном крыле Хабаровинской синклинали. В шарнирной части седловины поле развития гарцбурггитов испытывает резкий пережим, восточнее которого они прослеживаются в виде прерывистой полосы, окаймляющей Эбетинскую антиклиналь. Существование пережима обусловлено локальной ундуляцией шарнира Хабаровинской седловины в районе Кирилловочной брахиантиклинали, где в тектоническом "окне" вскрываются подстилающие покров породы силурийского возраста, прорванные габброидами. Габбро и вмещающие их образования перекрываются как дунит-гарцбурггитовой, так и нижележащей габбро-ультрабазитовой пластиной. Пологое залегание дунит-гарцбурггитовой пластины выражается в сложнорельефной конфигурации ее контактов с подстилающими образованиями, в существовании сложных дунитами тектонических "окон" в гарцбурггитах, а также гарцбурггитовых останцов, слагающих вершины возвышенностей среди пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, что особенно ярко проявляется в южной части Хабаровинского массива (рис. 40).

Вдоль северо-западного и северного контактов дунит-гарцбурггитовой пластины наблюдаются линзовидные тела полевошпатовых амфиболитов, отделенные от силурийских образований тектоническими нарушениями. Амфиболиты представляют собой продукты динамотермального метаморфизма высокотитанистых океанических толеитов, происходившего при температуре 550 °C и обусловленного надвиганием на них горячей ультрабазитовой пластины [84]. Для возникновения минерального парагенезиса амфиболитов давление должно составлять не менее 4 кбар. Поскольку маловероятно, что в океанической коре всестороннее давление превышает 2-3 кбар, можно предполагать значительную роль стрессовых напряжений (1-2 кбар) в процессе образования амфиболитов при внутриокеаническом скупчивании. О высоких температурах, осуществивших в подошве дунит-гарцбурггитовой пластины на ранних этапах ее шарьирования, свидетельствует также развитие "метагарцбурггитов" [5], которые образовались при перекристаллизации гарцбурггитов в зоне, примыкающей к тектоническому контакту с породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.



Р и с. 40. Структурно-геологическая карта южной части Хабаровского массива. Условные обозначения см. на рис. 39

Верхняя тектоническая пластина, сложенная габбро, диабазами и подушечными лавами, структурно перекрывает породы дунит-гарцбургитового комплекса на юго-западе массива. Она выполняет вытянутую в северо-западном направлении брахиформную синклиналь, западное крыло которой срезано зоной тектонического меланжа. Пластина полого залегает на апогарцбургитовых антигоритовых серпентинитах, рассеченных жилами габбро и клинопироксенитов. Ее восточный контакт

с антигоритовыми серпентинитами наклонен к западу под углом $30-45^{\circ}$; северный и южный контакты образуют центриклинальные замыкания и падают под диабазы более полого (под углом до 15°). В восточном крыле синклинали вскрыт комплекс параллельных диабазовых даек, содержащий в нижней части скрины и небольшие тела габбро; в ядре наблюдается переход диабазов в подушечные лавы. Строение разреза и состав пород этого комплекса детально изучены ранее [35, 63]. Тектонический контакт в подошве габбро-диабазовой пластины выражен зоной (мощностью 100–150 м) серпентинитовых сланцев, содержащих блоки диабазов, габброидов и их амфиболизированных разновидностей. В непосредственной близости от него диабазы и габбро амфиболизированы и брекчированы. Контакт диабазов с породами дунит-гарцбургитового комплекса нарушен интрузией габбро горы Кирпичной, которая прорывает как гарцбургиты, так и диабазы. Вдоль контакта с апогарцбургитовыми серпентинитами габбро окаймляется оторочкой метасоматических клинопироксенитов и верлитов мощностью до 100 м. По петрохимическим особенностям калиевые габброиды горы Кирпичной близки к магматическим породам незрелых островных дуг [91].

Наиболее отчетливо покровное строение Хабаровинского массива проявляется в его южной части, где гарцбургиты с "припаянными" к их подошве амфиболитами дискордантно залегают на породах дунит-верлит-клинопироксенитового и габброидного комплексов, представляющих собой нижнюю пластину (рис. 40). Гарцбургиты образуют несколько тектонических останцов на нижележащих образованиях, а дуниты вскрываются в тектонических окнах среди гарцбургитов.

С востока массив ограничен мощной, наклоненной под углом $40-60^{\circ}$ к востоку субмеридиональной тектонической зоной Восточно-Уралтауского разлома (см. рис. 32, 39). Южнее Хабаровинского массива эта зона прослеживается вдоль крыла Эбетинской структуры и восточного контакта Мамытского массива, а еще далее на юг перекрывается тектоническим покровом ультрабазитов Кемпирсай, в которых ее продолжение трассируется цепью линзовидных тел горнблендитов и эклогитоподобных пород.

В районе Хабаровинского массива зона Восточно-Уралтауского разлома представлена Аккермановским комплексом, который ранее рассматривался как самостоятельная габбро-ультрабазитовая дифференцированная интрузия [5] или как корневая зона габбро-ультрабазитового комплекса [63]. По нашим данным, Аккермановский комплекс — это серпентинитовый меланж, прорванный согласными с простиранием тектонической зоны интрузивными телами и жилами габбро. Последние ориентированы параллельно сланцеватости серпентинитов, выполняют ослабленные зоны внутри меланжа и часто окружены зональными оторочками клинопироксенитов и верлитов метасоматического происхождения.

Дунит-гарцбургитовый комплекс

Главную роль в строении комплекса играют серпентинизированные гарцбургиты, составляющие около 95% его площади, менее распространены дуниты и жильные пироксениты. Породы комплекса прорваны несколькими небольшими (до 300 м) зональными интрузивными телами калиевых габброидов [91], а также многочисленными дайками габбро-диабазов мощностью до 20 м. Дайки, нарушающие гарцбургиты, никогда не пересекают контакты с подстилающими и перекрывающими образованиями, что свидетельствует о тектонической природе контактов. В непо-

средственной близости от контакта с нижележащими породами дайжи иногда раздроблены или образуют складкообразные изгибы, свидетельствующие о западном направлении перемещения гарцбургитовой пластины. Тектонический характер контакта подчеркивается его дискордантностью по отношению к внутренней структуре дунит-верлит-клинопироксенитового и габброидного комплексов, подстилающих гарцбургиты.

В юго-западной части массива породы рассматриваемого комплекса превращены в антигоритовые серпентиниты, которые образуют полосу шириной до 1,5 км, субконформную контакту с лежащей выше пластиной, сложенной габбро, диабазами и подушечными лавами. Контакт гарцбургитов с антигоритовыми серпентинитами постепенный: по мере приближения к нему в гарцбургитах сначала появляются маломощные (1-5 м), наклоненные под углом 20-60° к юго-западу зоны антигоритовых серпентинитов северо-западного простирания, затем наблюдается частая перемежаемость серпентинитов с гарцбургитами, количество которых в юго-западном направлении уменьшается. Серпентиниты насыщены жилами пегматоидных габбро и клинопироксенитов мощностью 1-5 м, которые быстро выклиниваются по простиранию. Ориентированы они в разных направлениях и характеризуются крутыми углами падения. Большинство жил имеет зональное строение: их осевая часть, сложенная пегматоидными габбро, окружена оторочками клинопироксенитов и верлитов с пойкилитовой структурой. Возникновение жильного верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса ранее связывали с процессом метасоматоза под воздействием интрузии габбро горы Кирпичной [5]. Однако ареал распространения метасоматических жил не ограничивается областью развития этих габброидов. Напротив, они равномерно распределены вдоль контакта антигоритизированных гарцбургитов с вышележащей тектонической пластиной, сложенной преимущественно диабазами. Автор полагает, что формирование метасоматического жильного комплекса обусловлено воздействием габброидов, слагавших основание комплекса параллельных диабазовых даек, которые сохранились местами в подошве верхней пластины.

Подавляющая часть комплекса сложена серпентинизированными гарцбургитами, среди которых встречаются участки относительно слабоизмененных пород. Первичный парагенезис гарцбургитов представлен [5] оливином Fe_{91-93} (60-80%), энстатитом En_{90-93} (15-35%), диопсидом (1-3%) и хромшпинелидом (2-3%). Оливин, количество реликтов которого достигает 50%, образует слабоуплощенные зерна размером 3-5 мм (до 15 мм), нарушенные полосами излома и ограниченные плавноизвилистыми границами. Энстатит, обычно замещенный баститовыми псевдоморфозами, представлен ксеноморфными зернами размером до 10 мм, которые равномерно рассеяны в породе, но иногда группируются в сегрегации неправильной формы. В тесной ассоциации с энстатитом находятся мелкие (1-2 мм) изометричные зерна диопсида, который, кроме того, образует мелкие вроски в его зернах. Хромшпинелид гарцбургитов представлен ксеноморфными зернами (0,1-2 мм); просвечивающими красновато-бурым цветом, приуроченными к скоплениям пироксенов или к границам оливиновых зерен. Часто зерна хромшпинелида группируются в цепочки, параллельные плоскости уплощенности оливина.

Даже в относительно сильноизмененных разностях гарцбургитов сохранились первичные деформационно-метаморфические структуры пород, сформировавшиеся до начала их серпентинизации (полосчатость, минеральная сланцеватость, линей-

ность). Среди гарцбургитов преобладают гомогенные разности. Полосчатость (S_0) развита преимущественно в северо-восточной части массива (см. рис. 39) и выражена чередованием жлообразных прослоев дунитового состава с участками, сложенными гарцбурггитами с фоновым содержанием пироксена (20–30%). Встречаются как единичные дунитовые полосы мощностью 10–50 см, так и полосчатые пачки, образованные жлообразными дунитовыми полосами мощностью 2–20 см, разделенными промежутками (мощностью 0,1–1 м) неполосчатых гарцбурггитов. Дунитовые полосы имеют резкие границы с гарцбурггитами. Они не выдержаны по мощности и выклиниваются на расстоянии нескольких метров. Реже встречается полосчатость, обусловленная вариациями содержания пироксенов в породе. Обогащенные пироксеном (до 50%) полосы имеют небольшую мощность (0,5–5 см) и разделяются промежутками (мощностью 5–30 см) гарцбурггитов с пониженным содержанием пироксена (менее 10%). Границы полос нечеткие; как и в предыдущем случае, полосчатость не выдержана по простиранию и по мощности. Иногда в полосчатых гарцбурггитах наблюдаются мелкие (10–20 см) асимметричные складки волочения, осевые плоскости которых субпараллельны полосчатости. По закономерным изменениям элементов залегания полосчатости выявляются и более крупные складки.

Минеральная сланцеватость и линейность относятся к наиболее ярким деформационно-метаморфическим структурам гарцбурггитов. В отличие от полосчатости они повсеместно распространены в породах комплекса и представлены агрегатами мелких зерен хромшпинелида, с которыми иногда ассоциирует мелкий энстатит. Агрегаты имеют форму сжатых трехосных эллипсоидов размером (10–20)х(5–15)х(3–5) мм. Линейность, обусловленная удлинением агрегатов, обычно проявлена слабее, чем минеральная сланцеватость, определяющаяся их уплотненностью. Однако в восточной части массива встречаются участки, на которых линейность проявлена очень четко, а минеральная сланцеватость отсутствует. Минеральная сланцеватость и линейность относятся к "сквозным структурам", пронизывающим гарцбурггиты во всем их объеме: при внимательном рассмотрении они выявляются практически в каждом обнажении.

Ориентировка линейно-плоскостных структур в гарцбурггитах изменчива. Даже в пределах одного коренного выхода в породах отмечаются различно ориентированные хромшпинелевые агрегаты, что свидетельствует о существовании морфологически сходных деформационных структур разных генераций. Наиболее распространена субвертикальная минеральная сланцеватость, простирающаяся в северо-западном направлении. Участки ее развития контролируются линейными зонами вязкого скалывания, мощность и количество которых постепенно увеличиваются в юго-западном направлении. Вблизи контакта с антигортитовыми серпентинитами зоны развития минеральной сланцеватости ассоциируют с субогласными им зонами антигортитизации. Хромшпинелевая сланцеватость северо-западного простирания встречается в гарцбурггитах и вне зон скалывания, но чаще здесь отмечается меридиональная и северо-восточная ориентировка агрегатов, которая особенно хорошо развита в восточной части гарцбурггитовой пластины.

Еще разнообразнее ориентировка минеральной линейности, что также можно считать свидетельством существования хромшпинелевых агрегатов разных генераций. Линейные структуры лучше проявлены в центральной и восточной частях массива. Здесь при относительно стабильной величине углов падения линейности (40–65°) направление ее склонения изменяется от северо-западного до юго-восточного. Большинство линейных агрегатов хромшпинелида наклонено к югу под

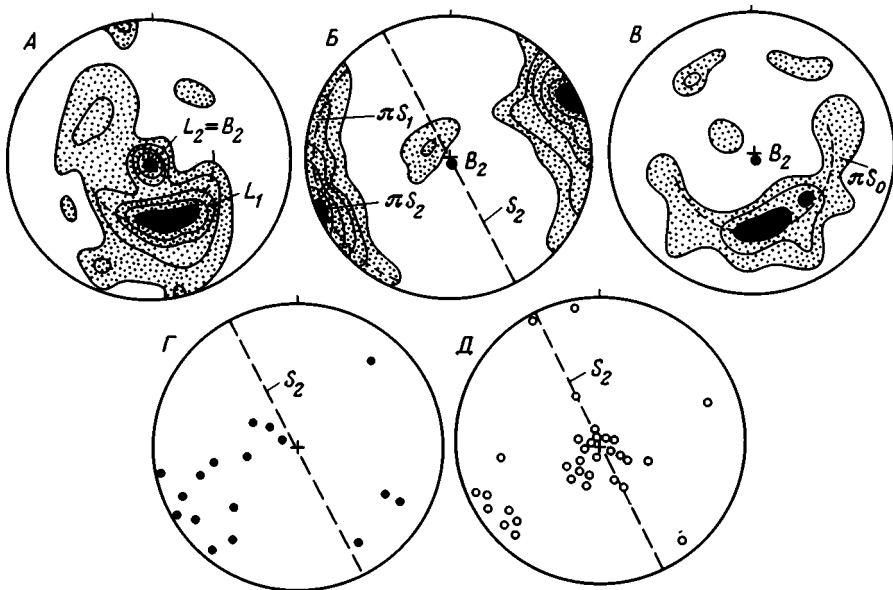
углом $50-60^{\circ}$; на севере и северо-востоке массива углы склонения линейности становятся более пологими ($20-50^{\circ}$), часто встречаются горизонтальные хромшпинелиевые агрегаты, вытянутые в субмеридиональном направлении. Строение пород и ориентировка развитых здесь полосчатости и линейно-плоскостных минеральных структур схожи с наблюдаемыми в дунит-гарцбургитовом комплексе Халиловского массива. В юго-западной части массива, где гарцбургиты более насыщены зонами скальвания и генетически связанными с ними уплотненными хромшпинелиевыми агрегатами, линейность выражена хуже; здесь она вертикальная или наклонена к югу под углом $70-80^{\circ}$.

Минеральная сланцеватость и линейность, выраженные сегрегациями зерен энстатита, в единичных случаях наблюдались в гарцбургитах в северо-восточной части массива. Пироксены чаще образуют здесь меридиональные субгоризонтальные линейные агрегаты, параллельные агрегатам зерен хромшпинелида, с которыми они тесно ассоциируют. Энстатитовая линейность наклонена к северу под углом $5-10^{\circ}$. Минеральная сланцеватость, выраженная уплотненностью энстатитовых агрегатов, имеет западное или северо-западное падение под углом $45-70^{\circ}$.

Геометрический анализ ориентировки полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности показывает, что гарцбургиты претерпели неоднократные пластические деформации, которые выразились не только в появлении синдеформационных линейно-плоскостных минеральных структур, но и в формировании складок. Это хорошо видно на диаграмме ориентировки хромшпинелиевой линейности (рис. 41, А). Она образует рассеянную концентрацию неправильной формы, внутри которой выделяются два максимума. Более интенсивный максимум, который соответствует склонению линейности L_1 $160-190^{\circ}$, $< 50-60^{\circ}$, отвечает ориентировке структур, наблюдаемой в промежутках между зонами скальвания. Максимум вытянут по дуге малого круга, в центре которой располагается менее интенсивный точечный максимум, отвечающий субвертикальной ориентировке линейности L_2 в сколовых зонах. Наблюдаемый рисунок диаграммы, как было показано (см. рис. 4), свидетельствует о существовании в гарцбургитах складок с субвертикальными шарнирами B_2 , параллельно которым развивалась линейность L_2 . Складки сминают более ранние деформационно-метаморфические структуры, что проявляется в их закономерном рассеивании вдоль дуги малого круга. Незакономерная рассеянность линейных элементов, отражающаяся в облачной форме диаграммы и существовании слабых побочных максимумов, связана с поздней пологой брахиформной складчатостью.

Закономерности, выявленные при анализе ориентировки линейности, отмечаются и в рисунках диаграмм плоскостных структурных элементов гарцбургитов. Полюса минеральной сланцеватости (рис. 41, Б) образуют малодуговой пояс вокруг точки B_2 , которая отвечает ориентировке субвертикальной линейности L_2 . Внутри пояса выделяется максимум, который соответствует вертикальной минеральной сланцеватости S_2 , маркирующей линейные сколовые зоны северо-западного простирания. Существование наложенных складок отражается и в ориентировке полосчатости S_0 (рис. 41, В), полюса которой также образуют пояс малого круга вокруг точки B_2 .

Идентичность минерального выполнения и морфологическое сходство деформационно-метаморфических структур разных генераций затрудняют их разделение непосредственно в обнажениях, для большей площади массива это возможно только с помощью геометрического анализа. Разновозрастные структуры выделены лишь на ограниченных по площади участках, наиболее крупный из которых приведен



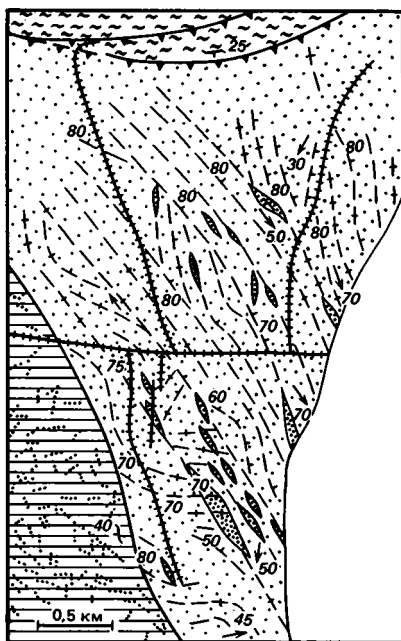
Р и с. 41. Диаграммы ориентировки структурных элементов дунит-гарцбургитового комплекса Хабаровинского массива

А - линейность, 350 замеров, изолинии 1-2-4-6-8%; Б - минеральная сланцеватость, 360 замеров, 1-2-4-6-8-10%; В - полосчатость, 80 замеров, 2-4-6%; поляса жил: Г - дунитов, Д - энстатитов. Штриховая линия - осредненная ориентировка минеральной сланцеватости S_2 и зон вязкого скалывания

на рис. 42. В ориентировке линейно-плоскостных структур участка выражены закономерности, характерные для всего массива в целом. Распределение точек L и S на сводной диаграмме участка (рис. 43, А) идентично распределению соответствующих структур на диаграммах рис. 41, А, Б. Минеральная сланцеватость S_2 (рис. 43, Б) образует точечный максимум, отвечающий ориентировке сколовых зон, а S_1 (рис. 43, В) рассеивается по дуге малого круга вокруг точки B_2 . Последнее связано с существованием наложенных складок, положение шарнира которых, полученное методом β -пересечений (рис. 43, Г), субвертикально и практически совпадает с точкой B_2 и максимумом L_2 .

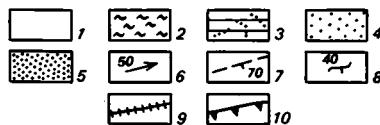
Выдержанная ориентировка линейности L_2 и минеральной сланцеватости S_2 , проявляющаяся на диаграммах в точечной форме их максимумов, свидетельствует о том, что они представляют собой последнюю генерацию деформационно-метаморфических структур [92]. Следовательно, последующие деформации, которые нарушали гарцбургитовый покров (локальные срывы при шарьировании, брахиформная складчатость и т.п.), шли при низких температурах, недостаточных для метаморфической перестройки структуры пород и формирования минеральных линейно-плоскостных агрегатов.

Дуниты играют в строении дунит-гарцбургитового комплекса подчиненную роль, их количество не превышает 5% общей массы пород. Кроме жилообразных дунитовых прослоев, создающих полосчатость, в гарцбурггитах встречаются шпирь, линзы и жилы дунитов. Породы состоят из серпентинизированного оливина Fo_{91-92} (до 98%), образующего полигональные зерна размером 1-5 мм, и акцессорного хромшпинелида (1-3%), представленного слабо просвечивающими красно-



Р и с. 42. Структура дунит-гарцбургитового комплекса в юго-западной части Хабаринского массива (южный берег р. Урал)

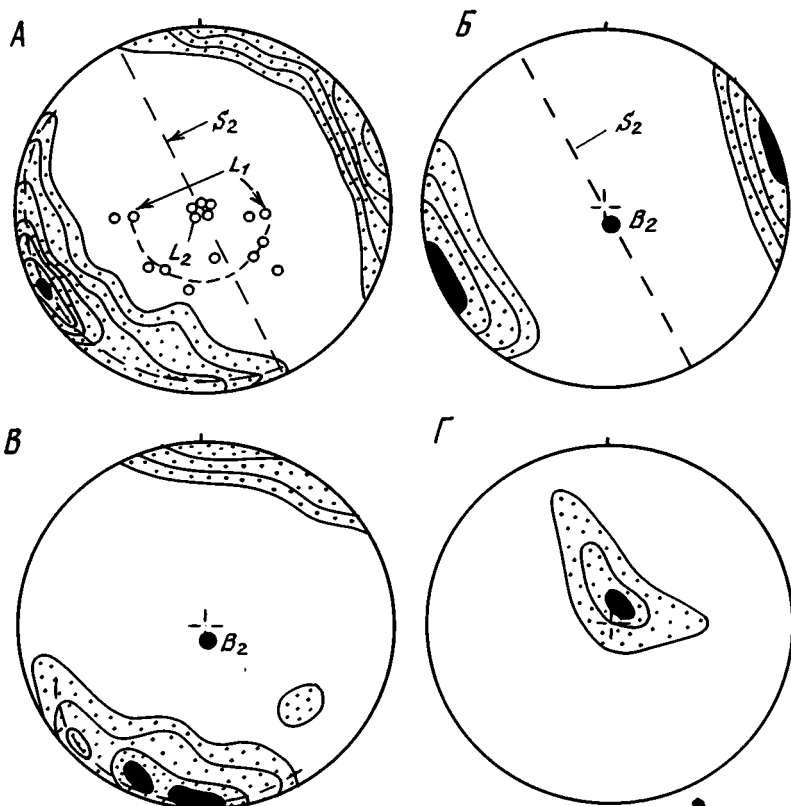
1 - четвертичные отложения; 2 - апогарцбургитовые серпентиниты; 3 - антигоритовые серпентиниты с жилами габбро и клинопироксенитов; 4 - гарцбургиты; 5 - дуниты; 6 - линейность (L₁); 7 - минеральная сланцеватость; 8 - сланцеватость серпентинитов; 9 - дайки габбро-диабазов; 10 - разрывные нарушения



вато-бурым цветом идиоморфными зернами размером 0,2-2 мм. Вблизи контактов с гарцбургитами в породах наряду с идиоморфными встречаются ксеноморфные хромшпинелиды, сохранившиеся при метасоматическом образовании дунитов на месте гарцбургитов [5].

Чаще всего в гарцбургитах встречаются шпиро- и линзовидные тела дунитов, имеющие постепенные переходы к гарцбургитам. На участке ступенчатости таких тел гарцбургиты, как правило, обеднены пироксенами (5-15%). Дунитовые тела обычно имеют небольшую мощность (от 1 до 10 м), но некоторые из них достигают мощности 100 м при длине более 500 м. Иногда в дунитах отмечаются согласные с простиранием тел маломощные прослои хромититов. В относительно большом количестве дуниты встречаются в гарцбургитах с четкой минеральной сланцеватостью, маркирующей сколовые зоны северо-западного простирания. Они состоят согласные с ориентировкой хромшпинелевых агрегатов вытянутые тела, по направлению к периферии которых дуниты постепенно переходят в обедненные пироксеном (5-15%) гарцбургиты. Реже дуниты образуют изометричные тела, окруженные маломощными жилами дунитов (0,2-1 м), которые на небольшом протяжении "растворяются" в гарцбургитах. Жилы большей частью согласны с ориентировкой минеральной сланцеватости S_2 (см. рис. 41, Г) или расположены под прямым углом к ней. В дунитах отмечаются хромшпинелевые агрегаты, согласные как с ориентировкой тел, так и со структурами, развитыми во вмещающих гарцбургитах. Реже встречаются агрегаты, согласные с минеральной сланцеватостью гарцбургитов, но секущие границы дунитовых тел. Они, вероятно, представляют собой реликты структур гарцбургитов, на месте которых сформировались дуниты.

Рассмотренные дунитовые образования представляют собой, по-видимому, единую генерацию, синхронную пластическим деформациям, во время которых сформировались



Р и с. 43. Диаграммы ориентировки линейно-плоскостных минеральных структур гарцбургитов юго-западной части хабаринского массива (южный берег р. Урал)

А - α S-диаграмма минеральной сланцеватости, 170 замеров, изолинии 1-2-4-6-8-10-12% (кружочки - линейность, штриховая линия - осредненное положение зон скальвания и S_2); Б - минеральная сланцеватость αS_2 , 100 замеров, 2-4-8-12%; В - минеральная сланцеватость αS_1 , 70 замеров, 2-4-8-12% (B_2 - шарниры складок); Г - β -пересечения S_1 , 105 пересечений, 2-5-10-20%. Пояснения в тексте

ровались сколовые зоны и минеральные структуры S_2 и L_2 . Более ранние дуниты отмечены в гарцбургитах, слагающих промежутки между зонами развития S_2 . Они представлены небольшими линзами и шпирями, вытянутыми согласно с сохранившейся в этих участках субмеридиональной минеральной сланцеватостью S_1 (см. рис. 42) и имеющими постепенные переходы к гарцбургитам.

В небольшом количестве в породах дунит-гарцбургитового комплекса развиты жилые пироксениты. Кроме описанных выше метасоматических жил клинопироксенитов, пространственно связанных с полосой антигоритовых серпентинитов, в гарцбургитах встречаются жилые энстатититы. Они слагают прямолинейные жилы мощностью 2-20 см, реже образуют сеть ветвящихся и пересекающихся прожилков мощностью 1-2 см, разбивающих гарцбургиты на небольшие блоки. Жилы чаще

встречаются вблизи дунитовых тел. Нередко наблюдается пересечение ими дунитовых жил, ассоциирующих с более крупными телами. Ориентировка жильных энстатититов (см. рис. 41, Д) обнаруживает связь с ориентировкой S_2 , что свидетельствует о синхронности их формирования. В жилах, согласных с минеральной сланцеватостью S_2 , иногда наблюдаются мелкие складки волочения, подчеркивающие вязкосколовый характер пластических деформаций в линейных зонах.

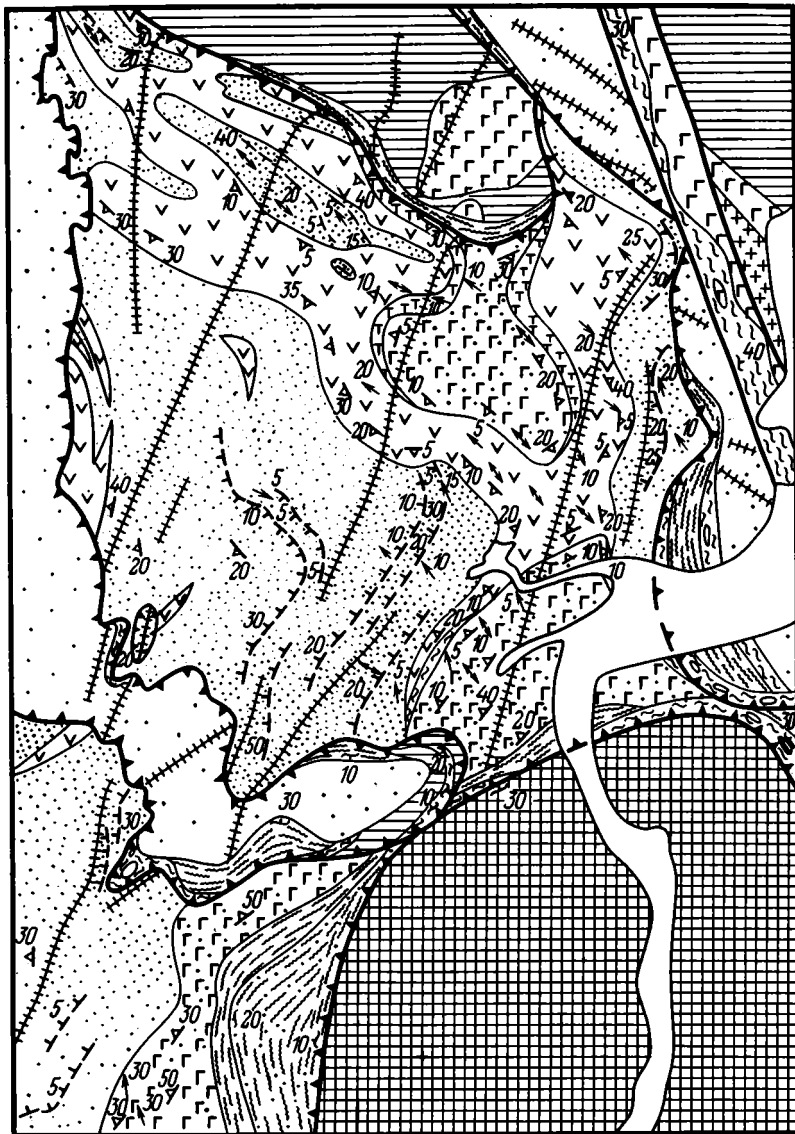
Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс

Комплекс слагает кровлю нижней тектонической пластины и практически повсюду подстилается амфиболлизированными габброидами (см. рис. 43). В северо-восточной части массива породы залегают горизонтально или имеют пологие падения ($5-30^0$), направления которых находятся в прямой зависимости от положения в западном или восточном крыле Хабарнинской седловины (рис. 44). Структура в этой области осложнена пологими брахиформными складками с северо-западным или субширотным простиранием осей. Южнее залегание пород становится более крутым ($30-60^0$), а структура комплекса осложняется складками, оси которых ориентированы в северо-восточном или субмеридиональном направлении. Здесь преобладают северо-западные и западные падения элементов стратификации пород. На западе дуниты, клинопироксениты и верлиты перекрываются гарцбургитами, пологозалегающий контакт которых дискордантно пересекает границы петрографических разностей полосчатого комплекса, а также его границу с габброидами.

В основании разреза комплекса залегают клинопироксениты, которые выше резко или через зону переслаивания дунитов, верлитов и клинопироксенитов сменяются дунитами, содержащими линзовидные тела и полосы верлитов и клинопироксенитов. Все породы рассечены дайками габбро-диабазов и многочисленными жилами иситов. Диабазовые дайки прослеживаются в лежащих ниже габброидах и резко обрываются на их контакте с амфиболитами, что подчеркивает его тектонический характер (см. рис. 44). Дайки также никогда не пересекают границу с гарцбургитами. Жильные иситы, распространенные в породах комплекса, отсутствуют в гарцбургитах и габброидах.

Большая часть площади комплекса (около 60%) сложена дунитами, которые образуют крупные поля или в виде прослоев и линз участвуют в переслаивании с клинопироксенитами и верлитами. Породы состоят из серпентинизированного оливина Fo_{90-92} , образующего изометричные полигональные зерна размером 1-2 мм (до 5 мм), и акцессорного хромшпинелида (1-3%), слагающего октаэдрические непросвечивающие зерна размером до 0,5 мм. Хромшпинелид приурочен к границам зерен оливина или к участкам их тройных сочленений, реже встречается внутри оливина. Вблизи контакта с клинопироксенитами и в зонах полосчатого переслаивания с верлитами и клинопироксенитами в дунитах повышается железистость оливина (Fe_{78-84}), уменьшается количество хромшпинелида и появляются мелкие зерна диопсида [5].

Внутренняя структура дунитов выявляется по наличию в них хромтитовой полосчатости, линейности и минеральной сланцеватости. Полосчатость выражена чередованием обогащенных и обедненных хромшпинелидами прослоев. Обогащенные хромшпинелидом полосы мощностью 1-20 см (иногда до 0,5 м) обычно разделены более широкими участками (0,1-1 м) дунитов с фоновым содержанием хромшпинелида. Дуниты с хромтитовой полосчатостью развиты неповсеместно. Их распрост-



Р и с. 44. Структурно-геологическая карта восточной части Хабаровинского массива. Условные обозначения см. на рис. 39

ранение контролируется линейными зонами, разделенными гомогенными дунитами. Полосчатость хромититов ярко проявлена в породах северо-восточной части массива; южнее она встречается редко, уступая место хромититовым телам линзовидной и шпировидной формы.

В полосчатых хромититах на северо-востоке массива встречаются складки пластического течения, существование которых уже отмечалось ранее [40, 47]. Складки имеют небольшие размеры (часто микроскладки), они асимметричны и по форме приближаются к изоклиналим (рис. 45). Изредка наблюдаются более крупные изоклиналильные структуры с амплитудой до 5 м. Отмечались случаи "синхрон-

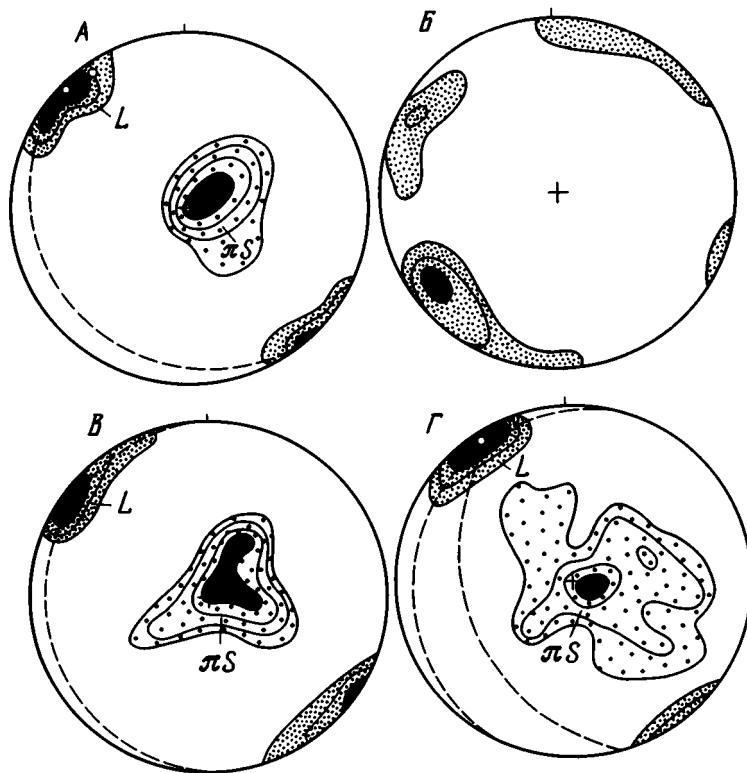


Р и с. 45. Микроскладки в полосчатых хромититах Хабарнинского массива (черное - хромитовая вкрапленность, белое - дунит). Зарисовка фотографии Г.А. Соколова [85]

ного наложения" одних изоклиальных складок на другие, аналогичные описанным выше (см. рис. 12). Осевые поверхности складок параллельны хромититовой полосчатости и полого (под углом $5-30^\circ$) наклонены к западу, шарниры их субгоризонтальны и простираются в северо-западном направлении. Параллельно шарнирам складок развивается линейность, выраженная вытянутыми агрегатами зерен хромшпинелида. Минеральная сланцеватость, обусловленная уплощенностью агрегатов, параллельна полосчатости и осевым плоскостям складок. Линейно-плоскостные хромшпинелевые агрегаты и изоклиальные складки представляют собой единый структурный парагенезис, который мог быть сформирован только в процессе пластического течения пород, находившихся в твердом состоянии. Обилие линейно-плоскостных сегрегаций хромшпинелида на участках развития хромититовой полосчатости и их отсутствие в неполосчатых дунитах свидетельствуют о том, что пластическое течение было сконцентрировано в локальных зонах и имело послодно-сдвиговый характер. На это указывает и морфология складок, свойственная складкам волочения в метаморфических породах [47].

Проследивание хромититовой полосчатости позволило выявить в дунитах более крупные складчатые структуры. В северной части массива она очерчивает пологую синклиналию складку, субконформную контакту дунитов с клинопироксенидами (см. рис. 44). Угловое несогласие в залегании контакта и полосчатости дунитов не превышает 15° . Складка характеризуется пологим залеганием крыльев ($5-20^\circ$), что на диаграмме ориентировки полосчатости проявляется в изометричной форме максимума ее полюсов (рис. 46, А). Шарнир складки, положение которого определено методом β -пересечений (рис. 46, Г), имеет склонение $240 \angle 15^\circ$. Очерчиваемая хромититовой полосчатостью складка проявляется также в изгибании пластовой отдельности дунитов, обусловленной, очевидно, существованием в них ослабленных, параллельных полосчатости зон. Формирование складки не сопровождалось образованием в дунитах минеральных деформационно-метаморфических структур: развитая в породах линейность ориентирована под углом около 80° к шарниру складки (рис. 46, А, Г). Менее интенсивный максимум на диаграмме β -пересечений отвечает положению шарниров изоклиальных складок и совпадает с ориентировкой линейности.

Клинопироксениды и верлиты широко развиты в восточной части Хабарнинского массива (см. рис. 39, 44), где они образуют не выдержанную по ширине, местами выклинивающуюся полосу, разделяющую дуниты и габброиды. На севере массива



Р и с. 46. Диаграммы ориентировки структурных элементов дунит-верлит-клинопироксенитового (А-В) и габброидного (Г) комплексов Хабаровинского массива

Дуниты: А - 30 замеров линейности, изолинии 5-10-15%, 100 замеров хромитовой полосчатости, 2-5-10-15%; В - 120 β -пересечений полосчатости, 4-6-8%; В - клинопироксениты и верлиты, 60 замеров линейности, 5-10-15%, 110 замеров полосчатости, 2-5-10-15%; Г - габброиды, 50 замеров линейности, 2-5-10-15%, 120 замеров минеральной сланцеватости, 2-5-10-15% (кружочки - шарниры изоклинальных складок, штриховые линии - преобладающая ориентировка полосчатости)

они вскрываются в шарнирной зоне Хабаровинской седловины, разделяя дуниты на два изолированных поля. Клинопироксениты и верлиты встречаются и внутри дунитов, слагая субсогласные с хромититовой полосчатостью линзовидные тела или вскрываясь в ядрах антиклинальных складок, осложняющих структуру полосчатого комплекса.

Клинопироксениты представляют собой мелко- и среднезернистые породы с порфирокластической структурой, состоящие из диопсида (85-95%), оливина Fe_{80-87} (5-10%) и небольших количеств магнетита и гиперстена (менее 5%). Основной объем породы сложен мелкозернистым гранобластовым агрегатом зерен диопсида размером 0,2-2 мм, содержащим крупные порфирокласты диопсида (5-10 мм). Интенсивно деформированные, имеющие волнистое или мозаичное погасание порфирокласты, несомненно, являются реликтами более крупных зерен, на месте которых образовался мелкозернистый агрегат необластов диопсида. Автор присоединяется к мнению В.И. Маггова [45] о формировании микроструктуры кли-

нопироксенитов в процессе пластических деформаций при высоких температурах, достаточных для рекристаллизации.

Контакт клинопироксенитов с дунитами выражен, как правило, зоной линзовидно-полосчатого переслаивания (мощностью 10–100 м) этих пород с верлитами и оливиновыми клинопироксенитами. Полосчатость согласна с залеганием контакта и полого (под углом 5–30°) наклонена под дуниты. Ее ориентировка практически совпадает с ориентировкой хромититовой полосчатости дунитов (см. рис. 46, Б), что подчеркивает конформность их структур. По мере удаления от контакта с дунитами полосчатость в клинопироксенитах постепенно исчезает, уступая место минеральной сланцеватости, выраженной параллельным расположением уплощенных порфирокластов диопсида и линзовидными сегрегациями зерен оливина. Вытянутость сегрегаций соответствует линейности, которая субгоризонтальна и простирается в северо-западном направлении (см. рис. 46, Б). Вблизи контакта с габброидами деформационные минеральные структуры в клинопироксенитах более четкие. Сами породы становятся тонкозернистыми, в них увеличивается содержание гиперстена и магнетита. На контакте с габброидами в виде прерывистой полосы мощностью до 50 м развиты тылаиты, состоящие из диопсида, гиперстена и соссиритизированного плагиоклаза, количественные соотношения которых сильно колеблются. По микроструктурному строению они схожи с клинопироксенитами, отличаясь от них меньшим размером зерен, а также более четкими линейно-плоскостными структурами. Ориентировка деформационных линейно-плоскостных структур, как и в клинопироксенитах, согласна контакту с габброидами. В зоне контакта тылаиты зачастую приобретают гнейсовидный облик; местами наблюдается переслаивание тылаитов и габброидов. Нарастание степени деформированности клинопироксенитов по мере приближения к контакту с габброидами, развитие вблизи него тылаитов с четкими деформационными структурами свидетельствуют о том, что контакт имеет тектоническую природу, а движения вдоль него происходили при температурах, достаточных для рекристаллизации клинопироксенитов.

Пегматоидные клинопироксениты образуют в дунитах субконформные полосчатости линзовидные тела (см. рис. 44) зонального строения. Центральная часть линз, сложенная клинопироксенитами, окружена оторочкой брекчиевидных верлитов, структура которых характеризуется наличием в крупно- и гигантозернистом клинопироксенитовом субстрате различных по форме участков серпентинизированного дунита размером от 1–3 мм до 10 см. Краевая часть тел сложена верлитами с пойкилитовой структурой. По-видимому, эти породы – метасоматические аподунитовые образования [5].

Габброиды, структурно подстилающие породы рассматриваемого комплекса, представлены в разной степени амфиболлизированными габбро-норитами. Последние состоят из плагиоклаза An_{50-60} , авгита и гиперстена с незначительной примесью титаномагнетита, биотита, апатита [5, 45, 46, 91]. Кроме того, в породах часто присутствует калиевый полевой шпат, а количество K_2O в них достигает 3,7%, что нетипично для габброидов офиолитовых ассоциаций [34]. Среднее содержание темноцветных минералов в габбро-норитах составляет 40–50%. Наиболее распространены порфирированные разности, основная масса которых сложена мелко- и среднезернистыми гранобластовыми агрегатами зерен плагиоклаза, гиперстена и авгита размером 0,1–0,3 мм. Порфирированные зерна авгита и плагиоклаза представляют собой деформированные реликты (3–5 мм) крупных зерен, замещенных мелкозернистым рекристаллизованным агрегатом.

Породы, как правило, гомогенны, но встречаются участки переслаивания лейкократовых и меланократовых полос, мощность которых достигает 10–15 м. За исключением небольших участков, сложенных массивными габбро-норитами, в породах хорошо проявлены минеральная сланцеватость и линейность, придающие им гнейсовидный облик. Линейность выражена удлинением мелкозернистых сегрегаций и крупных зерен плагиоклаза и пироксена, минеральная сланцеватость – их уплощенностью. Линейно-плоскостные структуры хорошо развиты вблизи контакта с клинопироксенитами; по мере удаления от него минеральная сланцеватость и линейность габбро-норитов постепенно исчезают, породы становятся массивными. В зоне контакта с дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом габброиды, как правило, более обычного амфиболизированы, иногда рассланцованы. Амфиболизацией затронуты и приконтактовые клинопироксениты. Контакт с дунитами выражен маломощной зоной серпентинитовых сланцев, содержащих редкие блоки габброидов.

Ориентировка деформационных линейно-плоскостных минеральных структур габброидов (см. рис. 46, В) статистически совпадает с ориентировкой подобных структур в дунитах и клинопироксенитах, что свидетельствует о едином плане деформаций пород. Наиболее ранние пластические деформации габбро-норитов, развившиеся в их рекристаллизации и формировании порфиорокластической микроструктуры, происходили при температуре порядка 750–830 °С и давлении менее 5 кбар [46].

Выводы

Хабарнинский габбро-ультрабазитовый массив образует сложно построенный покров, состоящий из трех тектонических пластин, которые представлены комплексами (снизу вверх): дунит-верлит-клинопироксенитовым и габброидным, дунит-гарцбургитовым, параллельных диабазовых даек и подушечных лав. Внутренняя покровная структура массива на ранних этапах формировалась в области с корой океанического типа, амфиболизированные породы которой "припаявались" к подошве офиолитового покрова и впоследствии испытывали шарьяжные перемещения совместно с ним.

В современной структуре массива породы дунит-гарцбургитового комплекса тектонически перекрывают образования дунит-верлит-клинопироксенитового и габброидного комплексов. Ранние фазы его надвигания происходили при высокой температуре (более 600–700 °С), достаточной для рекристаллизации гарцбургитов, а завершающие фазы, сопровождавшиеся формированием маломощных зон тектонического меланжа, – при значительно меньшей. Надвиговые деформации проявляются только в приконтактовой зоне; в большей части гарцбургитов хорошо сохранились деформационно-метаморфические минеральные структуры, аналогичные структурам, развитым в описанных выше массивах, происхождение которых связано с ранними высокотемпературными пластическими деформациями.

Установлены две фазы пластических деформаций, наложенных на гарцбургиты со сформировавшейся полосчатостью. Наблюдаемые два типа полосчатости во многом аналогичны подобным структурам Войкаро-Сыньинского массива, что позволяет предполагать их деформационное происхождение. Пластические деформации первой фазы привели к формированию в гарцбургитах линейно-плоскостных минеральных агрегатов, которые равномерно пронизывают породу во всем объеме. Форма агрегатов изменчива: участки распространения линейных структур чередуются с

участками преимущественного развития минеральной сланцеватости, что свидетельствует о существовании во время пластических деформаций локальных неоднородностей поля напряжений. Ориентировка минеральных структур первой генерации сильно меняется, что связано с наложением пластических деформаций второй фазы.

Пластические деформации второй фазы сформировали в гарцбургитах структуры, аналогичные по минеральному выполнению и сходные по морфологии со структурами первой генерации. Их ориентировка стабильна на всей изученной площади. Минеральные структуры этой генерации распространены в гарцбургитах неравномерно. Минеральная сланцеватость S_2 концентрируется в пределах линейных зон вязкого скалывания северо-западного простирания, где деформации второй фазы были наиболее интенсивными. Количество и мощность таких зон нарастают в юго-западном направлении. В промежутках между ними гарцбургиты были смяты в складки, наложенные на полосчатость и структуры первой генерации. С пластическими деформациями второй фазы связано образование в гарцбургитах жил энстатитов и большей части дунитовых тел линзовидной и шпировидной форм, взаимоотношения которых с гарцбургитами свидетельствуют об их метасоматическом происхождении [5, 44]. Структурная приуроченность дунитовых тел к зонам развития минеральной сланцеватости S_2 приводит к выводу, что метасоматоз был обусловлен пластическими деформациями гарцбургитов в зонах наибольшей концентрации напряжений.

Деформации второй фазы были последними, происходившими при температуре, достаточной для возникновения в породах пронизывающих деформационно-метаморфических структур. Более поздние деформации проявлялись локально и накладывались на серпентинизированные породы, т.е. осуществлялись при более низких температурах. Кроме того, признаки "вырождения" зон вязкого скалывания в линейные зоны антигоритовых серпентинитов, наблюдаемые в западной части Хабарнинского массива, показывают, что последние стадии деформаций второй фазы прошли с участием антигорита, т.е. при температуре менее 600 °C.

Породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса дискордантно перекрыты дунит-гарцбургитовой пластиной и практически повсеместно подстилаются породами габброидного комплекса. Наиболее ранние деформации фиксируются в дунитах, хромитовая полосчатость которых смята в складки пластического течения. Морфология складок, приуроченность их к участкам развития хромитовой полосчатости и отсутствие в неполосчатых дунитах, а также ориентировка сингенетичных складкам минеральных структур свидетельствуют о том, что пластическое течение носило послонно-сдвиговый характер и было сконцентрировано в локальных зонах. Нужно полагать, что с послонно-сдвиговыми движениями связано и образование полосчатости [102].

В целом ориентировка зон послонного проскальзывания в дунитах конформна контакту дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса с габброидами, вдоль которого развиты клинопироксениты и верлиты, имеющие, судя по данным предшествующих исследователей [5, 46], метасоматическую природу. Ориентировка полосчатости в этих породах также субсогласна с внутренней структурой дунитов, что свидетельствует о связи процесса метасоматических преобразований дунитов с их послонно-сдвиговыми деформациями. Клинопироксениты формировались, по-видимому, в тех участках дунитов, где деформации были наиболее активны. Послонно-сдвиговое пластическое течение продолжалось и после обра-

зования клинопироксенов и верлитов, причем наибольшая интенсивность его отмечена в зоне контакта с габброидами, где наблюдается обилие деформационно-метаморфических структур и синтетектоническая рекристаллизация пород.

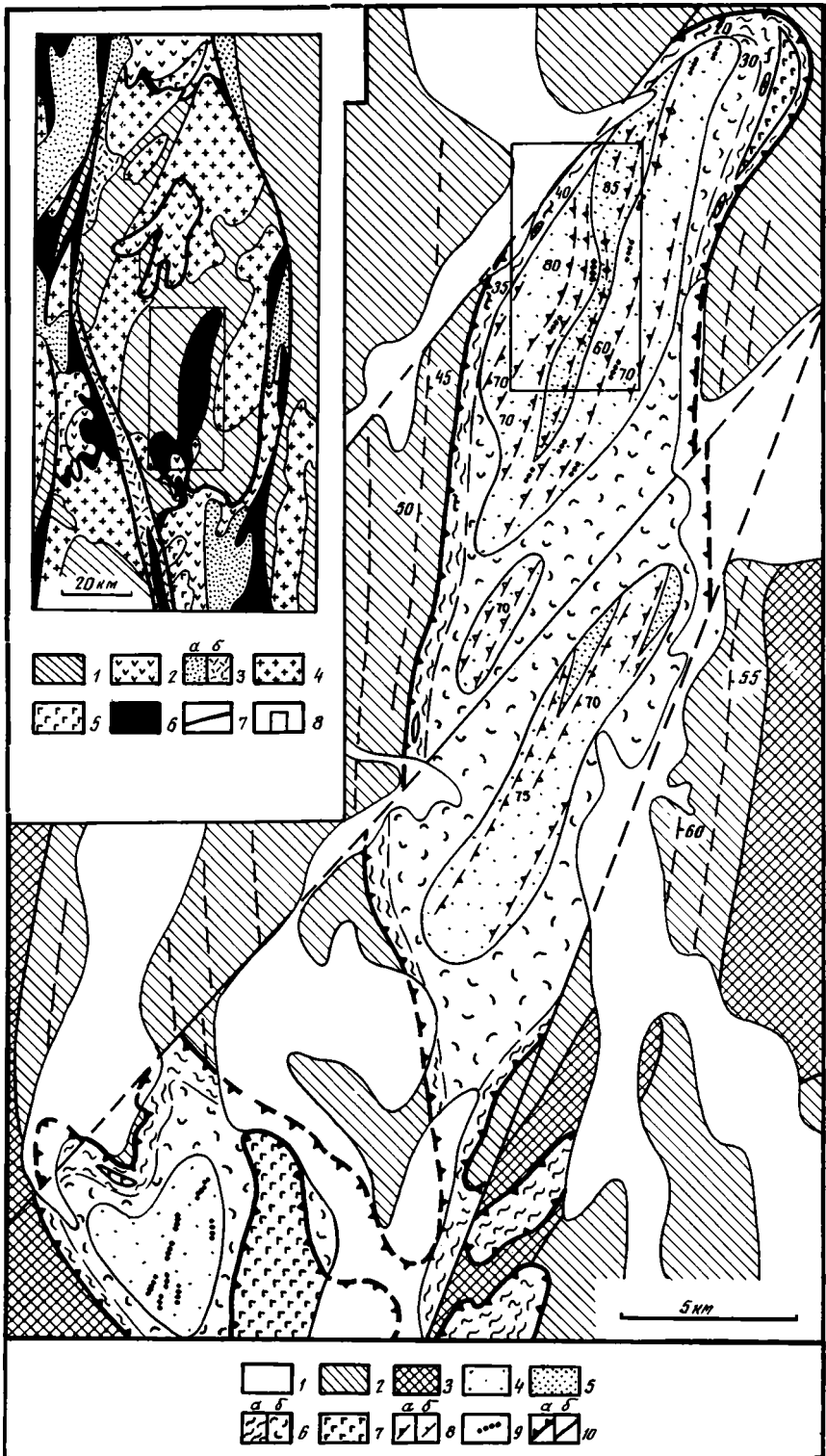
Хабарнинский массив во многом сходен с другими ультраосновными массивами Вознесенско-Присакмарской зоны и Сакмарского аллохтона (см. рис. 32) - Халиловским, Байгускаровским, Ишкининским и Катралинским. Слагая пологозалегающие покровные пластины, они аналогичны по структуре, ассоциируют с близкими по возрасту и формационной принадлежности основными вулканитами и осадками океанического происхождения, одинаково выражены в геофизических полях, идентичны по составу жильных серий [5, 8, 28, 55, 87]. Можно предположить, что все эти массивы представляют собой останцы некогда единого офиолитового покрова, сформировавшегося первоначально в океанических условиях и впоследствии обдуцированного на край Восточно-Европейской платформы совместно с перекрытым им разрезом палеоокеанической коры.

Шевченковский массив

Шевченковский массив по размерам не уступает Хабаровскому и Халиловскому массивам. Несмотря на это, изучен он весьма слабо и крайне редко упоминается в геологической литературе [9, 98]. Некоторые сведения о строении и петрографии пород Шевченковского массива получили в процессе геологосъемочных работ уральские геологи Ф.И. Рукавишников, А.К. Михайлов, В.С. Ерохин, данные которых частично использованы автором.

Шевченковский массив располагается в западной части Зауральского поднятия, в пределах Троицко-Кенгусайского мегантиклинория, в строении которого участвуют гранитоиды, метаморфизованные осадочные породы нижнего палеозоя (возможно, докембрия), вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы силура - нижнего девона. В наложенных грабенообразных структурах развиты также осадочные и вулканогенные породы средне-позднедевонского и раннекаменноугольного возраста [9].

Структура Троицко-Кенгусайского мегантиклинория в значительной мере определяется наличием нескольких осложняющих его крупных вытянутых в северо-восточном направлении брахиформных антиклиналей и синклиналей более высокого порядка (рис. 47). К ядрам антиклинальных брахиформных структур приурочены массивы гранитоидов. Синклинальные складки сложены гнейсами предположительно раннепалеозойского возраста, разрез которых надстраивается метаморфизованными песчаниками, алевролитами и сланцами нижнего ордовика. Силурийские и нижнедевонские вулканогенные породы (базальты, диабазы, спилиты, андезитобазальтовые порфириды и их туфы), с которыми пространственно тесно связаны массивы габброидов и ультрабазитов (Шевченковский, Кундыбайский, Аулисайский и др.), не подчиняются структурному плану более древних пород. Они слагают обширные участки неправильной формы, располагающиеся в пределах как синклинальных, так и антиклинальных брахиформных структур, осложняющих мегантиклинорий. Границы распространения силурийско-раннедевонских комплексов, к которым приурочены тела ультрабазитов, как правило, извилисты и резко дискордантны по отношению к границам различных комплексов раннего палеозоя и к контактам с рвущими их гранитоидами (см. рис. 47). Резкие различия раннепалеозойского и силурийско-девонского комплексов по степени их метаморфизма, формационной принадлежности и типу магматизма, дискордантность их структурных планов поз-



воляют предполагать аллохтонное залегание среднепалеозойского комплекса вулканитов на образованиях нижнего палеозоя. Проведенное автором изучение структуры Шевченковского ультраосновного массива, занимающего граничное положение между этими комплексами мегантиклинория, как будет показано выше, подтверждает это предположение.

Шевченковский массив имеет протяженность около 40 км при максимальной ширине до 8 км и резко вытянут в субмеридиональном направлении. Будучи северным окончанием одного из участков развития среднепалеозойского вулканогенного комплекса, он залегает в приосевой зоне брахиформной синклинали, расположенной между двумя антиклинальными поднятиями, и глубоко вдается в область распространения метаморфизованных осадочных пород раннепалеозойского возраста. По нашим данным, на юго-западе Шевченковский массив смыкается с меньшим по размеру Кундыбайским массивом, который идентичен ему по характеру залегания, составу слагающих его ультрабазитов и развитых в них жильных серий.

Контакты ультраосновных массивов тектонические и представляют собой окаймляющую массивы единую зону тектонического меланжа, ширина которой местами достигает 400 м. Зона сложена серпентинитами, большей частью превращенными в тальк-карбонатные, тальковые, тальк-хлоритовые сланцы, в которых содержатся блоки габброидов, диабазов и реже вмещающих метаморфических пород. Элементы залегания сланцеватости серпентинитов в тектоническом меланже указывают на пологое (под углом 20–45°) падение контактов массивов под ультрабазиты. Вмещающие метаморфические породы вблизи тектонического контакта сильно брекчированы, рассланцованы и часто превращены в актинолитовые сланцы. В них отмечаются изоклинальные складки с западной вергентностью, указывающие на то, что шарьирование тектонической пластины происходило с востока.

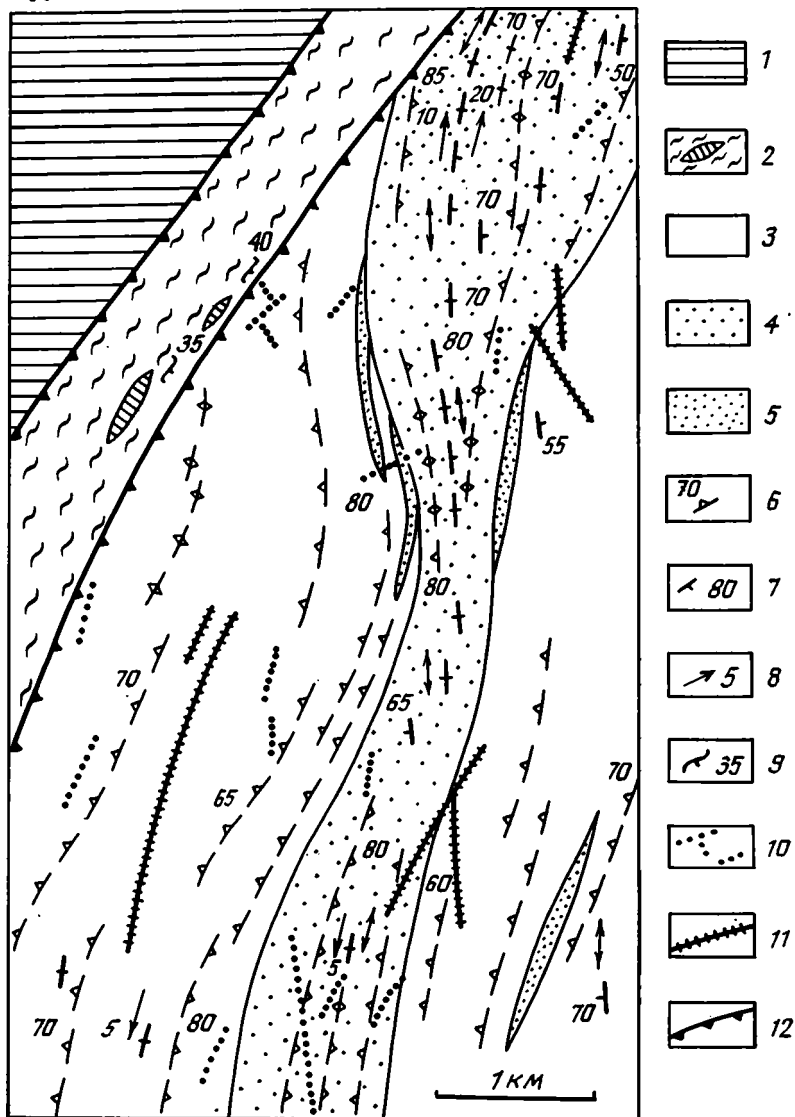
Породы Шевченковского и Кундыбайского массивов, как правило, сильно серпентинизированы [98]. Относительно слабо серпентинизированные ультрабазиты встречаются лишь в центральной и северной частях Шевченковского массива, где они слагают изолированные, вытянутые в северо-восточном направлении участки. Преобладают гарцбургиты, состоящие из серпентинизированного оливина (60–80%), энстатита (15–35%), диопсида (до 5%) и красновато-бурого хромшпинелида (1–2%). В средней и северной частях массива встречаются шпинелевые лерцолиты, слагающие среди гарцбургитов линзовидные тела, субогласные с их полосчатостью. Лерцолиты занимают около 5% площади массива, отличаются от гарцбургитов повышенным содержанием пироксенов (до 50–60%) и присутствием большого количества диопсида (до 30%). Значительно меньше распространены дуниты, которые образуют в гарцбургитах маломощные линзы и полосы. Среди жильных пород преобладают пироксениты (диопсидиты, вебстериты, энстатититы), мощность которых изменяется от 10 см до 1 м. В большом количестве встречаются жилы габ-

Р и с. 47. Структурно-геологическая карта Шевченковского ультраосновного массива (составлена с использованием материалов А.К. Михайлова, В.М. Трофимова, В.С. Ерохина)

1 - мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - нижнепалеозойские метаморфические породы; 3 - гранитоиды; 4 - гарцбургиты; 5 - шпинелевые лерцолиты; 6 - серпентинитовые сланцы (а), серпентиниты (б); 7 - габбро, диабазы; 8 - полосчатость гарцбургитов и лерцолитов (а), слоистость вмещающих пород (б); 9 - шилы хромититов; 10 - надвиги (а), прочие разрывы (б). На врезке - тектоническая схема средней части Троицко-Кенгусайского мегантиклинория: 1 - нижнепалеозойские метаморфические и осадочные породы; 2 - среднепалеозойские вулканогенные породы; 3 - верхнепалеозойские осадочные (а) и вулканогенные (б) породы; 4 - гранитоиды; 5 - габбро; 6 - ультрабазиты; 7 - тектонические нарушения; 8 - участок исследований

бро мощностью до 5 м, иногда окруженные каймой метасоматических клинопироксенитов. Отмечаются также субвертикальные дайки габбро-диабазов, протяженность которых при средней мощности 1 м достигает 3 км. Полное отсутствие подобных жильных образований и даек во вмещающих породах труднообъяснимо с позиций магматического внедрения ультрабазитов и согласуется с выводом о покровном залегании массива.

Изучение строения ультрабазитов Шевченковского массива связано с определенными трудностями из-за его неудовлетворительной обнаженности. Данные о



Р и с. 48. Структурно-геологическая карта северной части Шевченковского массива

1 - верхнепалеозойские метаморфические породы; 2 - серпентинитовые сланцы с блоками габброидов; 3 - гарцбургиты; 4 - шпинелевые лерцолиты; 5 - дуниты; 6 - полосчатость S₀; 7 - минеральная сланцеватость S₁; 8 - линейность L₁; 9 - сланцеватость серпентинитов; 10 - жилы габбро; 11 - дайки габбро-диабазов; 12 - надвиги

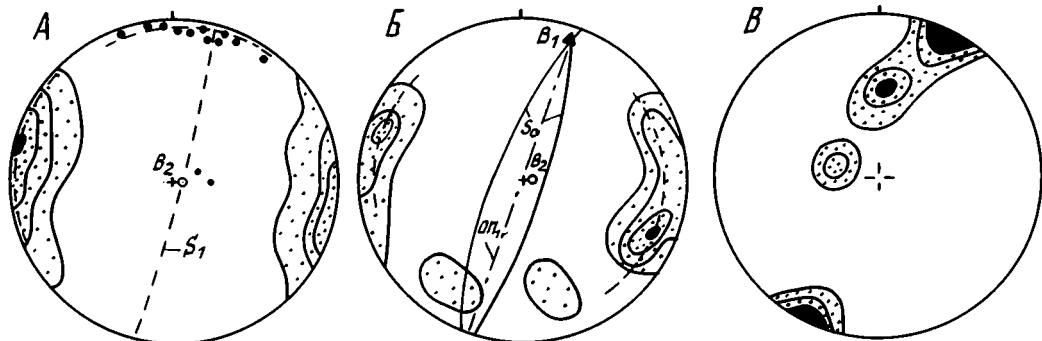
внутренней структуре были получены лишь в пределах небольшого участка на севере массива путем детального картирования петрографических разностей ультрабазитов, прослеживания развитых в них полосчатости и "пронизывающих структур" — минеральной сланцеватости и линейности (рис. 48).

В гарцбургитах и лерцолитах наблюдаются четкие деформационно-метаморфические линейно-плоскостные минеральные структуры, которые образованы сегрегациями зерен пироксенов и хромшпинелида со средними размерами $2 \times 5 \times 20$ мм. Минеральная сланцеватость, обусловленная уплощенностью таких сегрегаций, субвертикальна и почти параллельна ориентировке полосчатости, отличаясь от нее не более чем на 15° . Линейность, выраженная удлинением минеральных агрегатов, горизонтальна и ориентирована в меридиональном направлении.

Полосчатость гарцбургитов обусловлена чередованием относительно мощных (до 10 м) прослоев, обогащенных и обедненных оливином, вариации содержания которого в породах весьма значительны — от 10% (оливиновые энстатиты и вебстериты) до 90% и более (энстатитовые дуниты). Реже встречаются тонкополосчатые разности гарцбургитов с мощностью отдельных прослоев 1–10 см. Полосчатость лерцолитов согласна с развитой в гарцбургитах полосчатостью (см. рис. 48) и отличается от нее только минеральным составом прослоев (повышенным содержанием диопсида) и отсутствием сложенных дунитами полос. Простирание полосчатости относительно стабильно: испытывая незначительные плавные изгибы, она простирается в субмеридиональном направлении и прослеживается на большое расстояние. Углы падения полосчатости менее постоянны: наблюдаются как крутые западные ($60-85^\circ$), так и восточные ($70-85^\circ$) ее падения.

Возникновение незначительных вариаций залегания полосчатости в ультрабазитах может быть вызвано двумя причинами. Вариации порядка $10-15^\circ$ могут быть первичными (как, например, в гарцбургитах Войкаро-Сыншинского массива), обусловленными неоднородностью послойного пластического течения ультрабазитов, в процессе которого формируется полосчатость, или вторичными, связанными с существованием в породах изоклинальных складок.

При недостаточной обнаженности ультрабазитов, когда складки не диагностируются непосредственно в обнажениях, наличие или отсутствие складчатых деформаций может быть установлено достаточно достоверно путем геометрического анализа ориентировки структурных элементов пород — полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности (см. гл. 1). Для ориентировки полюсов минеральной сланцеватости (πS_1) характерно наличие четкого точечного максимума, который несколько вытянут вдоль дуги малого круга, описанной вокруг субвертикальной точки B_2 (рис. 49, А). Рассеивание точек, соответствующих линейности ультрабазитов L_1 , также контролируется этой дугой, причем наибольшая их концентрация находится в плоскости S_1 , совпадающей с генеральной ориентировкой минеральной сланцеватости. Тенденция к рассеиванию точек вдоль описанной вокруг точки B_2 дуги малого круга проявляется и в ориентировке полюсов полосчатости (πS_0). Диаграммы ориентировки πS_0 (рис. 49, Б) отличаются от предыдущей наличием двух точечных максимумов, которые соответствуют двум генеральным положениям полосчатости ультрабазитов (с западным и восточным падениями). Крутозалегавшие плоскости S_0 , угол между которыми составляет около 25° , пересекаются в субгоризонтальной точке B_1 , совпадающей с доминирующей ориентировкой линейности L_1 (см. рис. 49, А, Б). Сравнение диаграмм, кроме того, показывает, что преобладающая ориентировка минеральной сланцеватости S_1 весьма близка к поло-



Р и с. 49. Диаграммы ориентировки структурных элементов ультрабазитов северной части Шевченковского массива

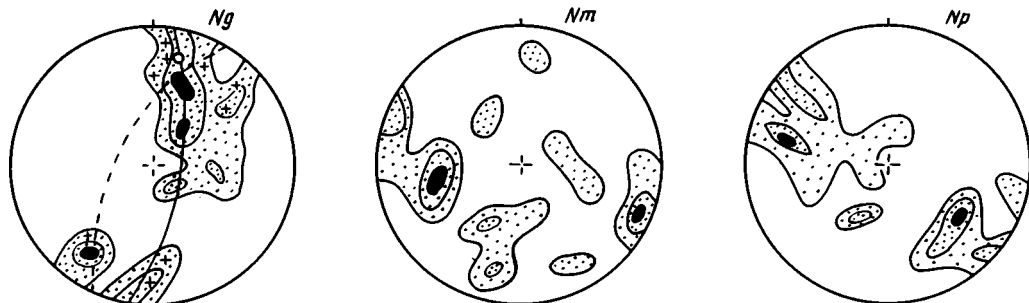
А - минеральная сланцеватость ($лS_1$), 50 замеров, изолинии 2-5-10-15% (точки - линейность L_1 , штриховая линия - осредненное положение минеральной сланцеватости S_1); Б - $лS_0$, 50 замеров, по линии 2-5-10-15%; В - β -пересечения плоскостей полосчатости, 120 пересечений, 2-4-8%. Пояснения в тексте

жению биссекторной плоскости $ОП_1$ между плоскостями полосчатости S_0 .

Такое совпадение ориентировок линейных и плоскостных структурных элементов гарцбургитов и лерцолитов свидетельствует о том, что доминирующие положения плоскостей полосчатости отвечают крыльям изоклиналиных складок с субвертикальными осевыми плоскостями ($ОП_1$) и горизонтальными шарнирами (B_1), которые образуют единый структурный парагенезис с пронизывающими минеральными структурами - минеральной сланцеватостью (S_1) и линейностью (L_1). Существование изоклиналиных складок с субгоризонтальными шарнирами подтверждает и рисунок диаграммы β -пересечений полосчатости (рис. 49, В), главный максимум которой совпадает с положением B_1 . Наблюдаемое на диаграммах рассеивание всех структурных элементов ультрабазитов вдоль дуг малого круга указывает на существование в породах наложенных складок с вертикальными шарнирами (B_2), сминающих более ранние структуры [24, 102]. Эти складки отчетливо проявлены в макроструктуре массива и представляют собой плавные изгибы полосчатости (рис. 48).

Необходимо отметить, что внутреннее строение и рисунки диаграмм структурных элементов ультрабазитов Шевченковского массива чрезвычайно схожи с выявленными в породах Халиловского массива (см. рис. 34-37), где изоклиналиные складки наблюдались непосредственно в обнажениях. Кроме того, небольшие (около 10 м) асимметричные изоклиналиные складки, угол между крыльями которых составляет $15-25^\circ$, наблюдались ранее В.С. Красулиным в хромититовых линзах среди гарцбургитов Кундыбайского массива - юго-западного продолжения Шевченковского массива.

Микроструктурное изучение ультрабазитов Шевченковского массива показало, что пластические деформации, ответственные за появление в породах полосчатости, линейно-плоскостных структур и складок, осуществлялись посредством внутризернового трансляционного скольжения. Оси Ng оливина образуют крупный максимум, ориентированный субпараллельно развитой в породах линейности L_1 (рис. 50). Вблизи линейности концентрируются также точки, отвечающие полюсам границ полос излома оливина, которые, как известно, определяют направления скольжения в кристаллах. Оси Np оливина образуют два максимума, причем больший расположен перпендикулярно к плоскости полосчатости, а меньший - к плос-



Р и с. 50. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина шпинелевого лерцолита, 100 замеров, изолинии 2-4-8% (сплошная линия - минеральная сланцеватость S_1 , штриховая линия - полосчатость S_0 , треугольник - линейность L_1 , крестики - полюса границ полос излома в оливине)

кости минеральной сланцеватости породы. Ориентировка осей Nm менее упорядочена, но их крупнейший максимум располагается вблизи плоскости полосчатости. В целом рисунок диаграмм оливина свидетельствует о наложении двух ориентировок, образование которых обусловлено трансляционным скольжением в оливине (см. рис. 3). При этом на ранних стадиях деформаций, в процессе которых сформировалась полосчатость ультрабазитов, скольжение осуществлялось преимущественно по системе $(010) [100]$ оливина, активной в природных условиях при температуре $900-1200^\circ\text{C}$ [106, 137 и др.]. Более поздние деформации, синхронные образованию в ультрабазитах складок и сингенетичных им минеральной сланцеватости S_1 и линейности L_1 , происходили посредством трансляционного скольжения по системе $(0kl) [100]$, что свидетельствует о снижении температуры пластического течения ультраосновного вещества [102, 137]. Последующие деформации, проявившиеся в слабом изгибании полосчатости вокруг субвертикального шарнира B_2 , не отразились на оптической ориентировке оливина.

Таким образом, Шевченковский ультраосновной массив представляет собой нижнюю тектоническую пластину крупного аллохтона, сложенной вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами силурийско-раннедевонского возраста, который был перемещен в пределы Зауральского поднятия с востока.

Внутреннее строение и микроструктура ультрабазитов массива свидетельствуют о том, что они представляют собой комплекс тектонизированных перидотитов офиолитовой ассоциации. До начала процесса шарьирования ультрабазиты претерпели неоднократные высокотемпературные пластические деформации путем внутризернового трансляционного скольжения. Они сопровождалась возникновением в породах складок и пронизывающих минеральных структур. Самые ранние деформации, ответственные за образование в породах полосчатости, осуществлялись внутризерновым скольжением по наиболее высокотемпературной системе $(010) [100]$ оливина; более поздние, сформировавшие в ультрабазитах изоклинальные складки с сингенетичными им линейностью и минеральной сланцеватостью, - по системе $(0kl) [100]$, активной при меньших температурах.

Отличаясь от типичных "гарцбургитовых" массивов Урала присутствием в дунит-гарцбургитовом комплексе заметного количества шпинелевых лерцолитов, шевченковский массив по внутреннему строению, соотношениям структурных элементов и истории пластических деформаций пород весьма сходен с ними, что особенно отчетливо проявляется при сравнении его с Халиловским массивом Южного Урала.

В предыдущих главах на конкретных примерах было показано, что пластические деформации играют исключительно важную роль в процессе структурной эволюции ультрабазитов и сложенных ими комплексов офиолитовой ассоциации в целом. Их роль, однако, не сводится только к структурным преобразованиям пород и комплексов, она значительно шире. В последние годы появляется все больше данных о том, что с высокотемпературными пластическими деформациями теснейшим образом связаны такие явления, как метаморфизм, частичное плавление, динамометрическая сегрегация и дифференциация вещества, понимание сущности которых важно для решения многих проблем геологии офиолитов.

Связь процессов вещественных преобразований пород с их пластическими деформациями

Известно, что процессы пластических деформаций неразрывно связаны с процессами метаморфизма [93] и, по сути дела, представляют собой такой же фактор метаморфизма, как температура и всестороннее давление. Поэтому не случайно, что гарцбургиты и лерцолиты офиолитовых серий с типичными тектонитовыми микроструктурами, в которых совершенно отсутствуют указывающие на формирование пород путем кристаллизации расплава признаки, называют "метаморфическими" перидотитами. Пластические деформации выражаются не только в перестройке микроструктур пород, но и в их вещественных преобразованиях. Вызывая образование центров кристаллизации, способствуя перераспределению компонентов породы и выделению их в самостоятельные минеральные фазы, высокотемпературные пластические деформации провоцируют первичную твердофазную метаморфическую сегрегацию и дифференциацию ультраосновного вещества, готовят предпосылки для выноса легкоплавких компонентов в процессе его частичного плавления.

Динамометаморфическая сегрегация и дифференциация вещества. Основной причиной первичной сегрегации ультраосновного вещества служат протекающие в верхней мантии процессы диффузии [39], которые сопровождаются рекристаллизацией пород; компоненты пород могут перераспределяться и без видимых признаков рекристаллизации. Было показано, например, что образование ламелл клинопироксена в ортопироксене связано с механизмом перемещения дислокаций [129], другими словами - с происходящим в этом минерале внутризерновым трансляционным скольжением.

Приведенные в предыдущих главах данные свидетельствуют, что внутризерновое скольжение, доминирующее в пластических деформациях ультрабазитов офиолитовой ассоциации, всегда сопровождается синтетектонической рекристаллизацией, которая облегчает и ускоряет процесс сегрегации вещества. Существование "симбиоза" двух различных механизмов пластических деформаций является важным фактором и требует пояснения. С одной стороны, внутризерновое трансляционное скольжение представляет собой процесс простого сдвига в кристаллах и служит идеальным механизмом послыдно-сдвигового пластического течения, признаки которого повсеместно отмечаются в ультрабазитах офиолитовой ассоциации. С другой стороны, деформации исключительно за счет трансляционного скольжения приводят к быстрому "упрочнению" пород [99] и могут достигать значительной величины только в том случае, если они сопровождались "разупрочняющим" процессом син-

тектонической рекристаллизации. В ходе рекристаллизации, как было показано [39, 99 и др.], зерна очищаются от растворенных в них компонентов и примесей, которые накапливаются в области границ зерен и формируют самостоятельные минеральные индивиды. Имеются данные, свидетельствующие о значительной роли этого механизма в процессе вещественных преобразований ультраосновных пород [11, 81, 103 и др.].

Весьма наглядно динамометаморфическая сегрегация проявляется, например, в океанических гарцбургитах, драгированных в зоне разломов Элтанин (рис. 51). Изображенное на рисунке крупное зерно ортопироксена с ламеллами диопсида интенсивно деформировано, нарушено полосами излома и рекристаллизовано по периферии с образованием новообразованных мелкозернистых диопсид-энстатитовых агрегатов. Здесь хорошо видны все стадии распада твердого раствора энстатит-диопсид, сопровождавшего деформации трансляционным скольжением, и обособления диопсида в самостоятельные зерна во время последующего этапа рекристаллизации:

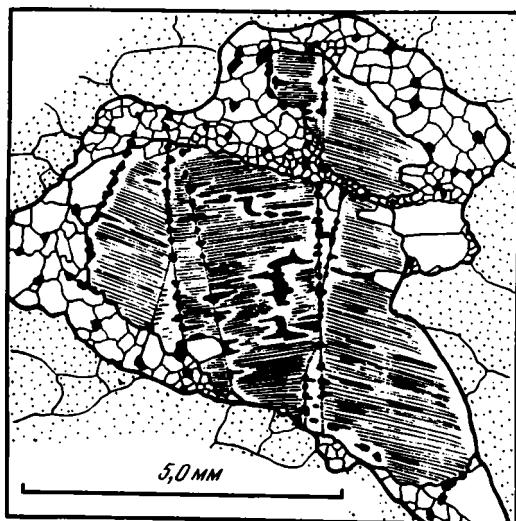
1 - образование в ортопироксене тонкой ламеллярной структуры;

2 - укрупнение пластинок диопсида за счет очищения прилегающих участков первичного зерна;

3 - миграция диопсида в зоны концентрации напряжений с образованием неправильных выделений и самостоятельных минеральных индивидов (необластов) на границах полос излома в пределах первичного зерна;

4 - полная индивидуализация диопсида в составе мелкозернистых гранобластовых агрегатов.

Описанный пример показывает, что высокотемпературные пластические деформации, способствуя распаду метастабильных фаз и появлению в породах новообразованных минералов, провоцируют вещественные преобразования ультрабазитов. Важ-



Р и с. 51. Пластические деформации ортопироксена в гарцбургите (обр. 2177-4, зона разломов Элтанин, Тихий океан)

1 - оливин; 2 - ортопироксен с ламеллами диопсида; 3 - необласты энстатита; 4 - диопсид; 5 - границы полос излома

но отметить, что из субстрата, претерпевшего подобную динамометаморфическую сегрегацию, некоторые компоненты и примеси впоследствии могут быть легко вынесены при селективном плавлении или путем диффузии по границам зерен.

Обусловленная пластическими деформациями сегрегация вещества не заканчивается на микроуровне. Ее естественным продолжением является процесс динамометаморфической дифференциации, проявляющийся на мезо- и макроуровнях. В условиях существования градиентов стресса, возникновение которых во время деформаций неизбежно, мобильные компоненты породы диффундируют в участки, уже обогащенные ими, в результате чего контрастность смежных слоев увеличивается. При этом часто отмечается не только концентрация наиболее подвижных компонентов (CaO , SiO_2) в пределах отдельных прослоев, полос или плоскостей сланцеватости, но и вынос их из этих участков с последующим отложением в виде жил и прожилков, выполняющих трещины [86, 123]. Возможность возникновения трещин в процессе пластических деформаций ультраосновных пород при высоких давлениях и температурах была показана ранее [72]. Непосредственно в ультрабазитах вынос мобильных компонентов (SiO_2 , CaO , Al_2O_3) в зонах интенсивных деформаций отмечался С.В. Москалевой [54] и Г.Н. Савельевой с соавторами [82].

Частичное плавление. Высокая температура, увеличивающая диффузионную подвижность компонентов породы, ускоряет процесс динамометаморфической дифференциации вещества. Он еще более облегчается, когда температура становится достаточной для начала частичного плавления породы [86, 121]. Важно отметить, что пластические деформации в таких условиях не прекращаются. Об этом свидетельствуют результаты экспериментального изучения деформационных свойств пород в условиях частичного плавления [130], которое показало, что даже при 25–30% расплава порода ведет себя как каркас из зерен, воспринимающий динамические нагрузки и способный деформироваться как твердое тело. Более того, есть основания полагать, что пластические деформации могут не только сопровождать процесс частичного плавления, но и провоцировать его начало. Течение вещества в твердом состоянии, осуществлявшееся в ультрабазитах офиолитовой ассоциации преимущественно путем внутризернового скольжения, сопровождается выделением значительного количества тепловой энергии. Например, по данным А. Котрелла [37], при трансляционном перемещении только в одной плоскости на 10 межатомных расстояний температура в кристалле повышается на 10 °С. По мнению многих исследователей [68, 122 и др.], повышение температуры, вызванное диссипацией тепловой энергии при пластическом течении твердого глубинного субстрата, — главная причина анатексиса. Действенность этого механизма плавления значительно увеличивается в условиях адиабатической декомпрессии пород [23] при восходящих движениях. Результаты математического моделирования [144] свидетельствуют, что диссипативный механизм плавления эффективен при параметрах, отвечающих предполагаемым в верхней мантии, причем наиболее простой моделью магматического очага может служить зона послыдно-сдвигового пластического течения. Как показал Д. Робертс [72], в таких зонах локализации пластических деформаций увеличение их скорости обуславливает как начало частичного плавления, так и одновременное образование трещин, которые сразу же заполняются расплавом. Поскольку расплав в таких условиях образует взаимосвязанную сеть, в этой зоне должны происходить быстрое его отделение от твердой фазы ("рестита") и вынос за пределы системы [149].

Этапность структурной эволюции ультрабазитов
на ранних стадиях становления офиолитовой ассоциации

Ультрабазиты изученных массивов офиолитовой ассоциации Урала имеют значительно более сложную, чем предполагалось ранее, многоэтапную историю структурных и вещественных преобразований. В породах как дунит-гарцбургитового, так и дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса широко распространены структуры, возникновение которых связано с интенсивными пластическими деформациями. Образование деформационных структур (складок, зон вязкого скальвания, структур будинажа) сопровождалось формированием сингенетичных им деформационно-метаморфических минеральных структур (линейности, минеральной сланцеватости, полосчатости), безводные парагенезисы которых свидетельствуют о высокотемпературных условиях пластических деформаций в ультрабазитах. Детальное структурное картирование пород, выяснение взаимоотношений и последовательности образования развитых в них деформационных и деформационно-метаморфических структур методами геометрического и микроструктурного анализов приводят к выводу о многофазности высокотемпературных пластических деформаций ультраосновных пород офиолитовой ассоциации, а также позволяют определить их последовательность.

Структурная эволюция дунит-гарцбургитового комплекса

Следы наиболее ранних деформаций запечатлены в структуре пород дунит-гарцбургитового комплекса. Еще до выведения в верхние горизонты земной коры, начало которого маркируется заложением линейных зон антигоритизации [65, 76], они подверглись неоднократным высокотемпературным пластическим деформациям, которые можно объединить в два крупных этапа.

Во время деформаций первого этапа, имевших характер послойно-сдвигового вязкопластического течения, в гарцбургитах образовались полосчатость и изоклиналильные складки с парагенетичными им пронизывающими минеральными структурами. Самые ранние стадии процесса послойно-сдвигового течения выразились в формировании в гарцбургитах "грубой" полосчатости, которая в большей или меньшей степени проявлена в породах всех изученных массивов. По мнению большинства исследователей, грубая полосчатость гарцбургитов, обусловленная вариациями количеств оливина и пироксенов, имеет метаморфическую природу [34, 102, 121, 128 и др.]. В работе Г. Дика и Д. Синтона [121] показана несостоятельность гипотез, основывающихся на привлечении иных механизмов формирования полосчатости (гравитационная магматическая дифференциация, чисто механическая сегрегация и др.), и доказана возможность появления в породе метаморфической полосчатости под действием статического поля напряжений в присутствии небольшого количества расплава. Представляется несомненным, что метаморфическая сегрегация и перераспределение компонентов породы значительно облегчаются при послойно-сдвиговом пластическом течении, поскольку оно приводит к возникновению больших, чем в случае статических деформаций, градиентов температуры и давления. О том же, что плоскости полосчатости служат плоскостями действия сдвиговых движений, свидетельствует множество признаков: наличие в плоскости полосчатости деформационных минеральных структур; существование рассеянных "внутрипластовых" складок, в участках сгущения которых полосчатость становится более резкой; будинирование дунитовых полос; ориентировка оливина, указывающая на то, что плоскости полосчатости были плоскостями высокотемпературного пластического течения посредством внутризернового трансля-

ционного скольжения, и другие признаки. Нужно отметить, что процессы перераспределения и сегрегации минералов по их физико-механическим и физико-химическим свойствам под действием дифференциальных сдвиговых движений широко распространены в метаморфических породах и определяются термином "тектоно-метаморфическая дифференциация" [86].

Полевые структурные наблюдения свидетельствуют о том, что сформировавшиеся в процессе послонно-сдвигового течения пироксеновые полосы были в это время более пластичными, чем оливиновые, и служили поверхностями проскальзывания: узкие зоны развития "внутрипластовых" складок волочения всегда ограничены относительно мощными недеформированными полосами, обогащенными пироксенами; дунитовые прослои ведут себя как более компетентные, иногда они будинируются. Подобные соотношения необычны, поскольку оливин как при низких, так и при высоких температурах значительно более пластичен, чем пироксены [116]. Столь высокой пластичности обогащенные пироксенами прослои могли достигать только при наличии в них некоторого количества расплава, т.е. в условиях анатексиса. На то, что полосчатость в ультрабазитах формировалась синхронно с их частичным плавлением, указывают также особенности строения полосчатых пачек в зонах интенсивного послонно-сдвигового пластического течения. Здесь в гарцбурггитах, полосчатость которых становится более контрастной, появляются более выдержанные по мощности и простираию согласные или кососекающие килообразные прослои пироксенитов, придающие породам облик типичных послонных мигматитов, образующихся в метаморфических комплексах при селективном плавлении пород [86]. В "ультраосновных магматитах" роль лейкосомы играют полосы и прослои, обогащенные пироксенами, температура плавления которых 1200–1300 °C [143]. Аналогичная температура образования полосчатости гарцбурггитов (более 1200 °C) получена при петрохимическом изучении ультрабазитов офиолитового комплекса Джозефине, что, по мнению авторов [121], позволяет связывать ее происхождение с процессом анатексиса в верхней мантии.

Близость температур формирования полосчатости гарцбурггитов к температурам генерации базальтовых расплава свидетельствует, видимо, о взаимосвязи этих процессов. Представляется возможным, что образование полосчатости начинается еще в мантийном веществе, не истощенном базальтоидными компонентами, которые как наиболее мобильные подвергаются в ходе послонного пластического течения прогрессирующей сегрегации вдоль плоскостей с наибольшими градиентами скорости движения и соответственно с повышенной температурой, вызванной диссипацией энергии. Поскольку формирующаяся полосчатость не строго параллельна (прослои, сложенные частично расплавленным веществом, местами соприкасаются, пересекаются), базальтовый расплав образует взаимосвязанную сеть, существование которой обуславливает его быстрое отделение от твердой фазы ("рестита") и удаление из системы. По данным Д. Уокера с соавторами [149], аккумуляция расплава в таких условиях идет все быстрее по мере его отделения, что должно приводить к быстрому завершению процесса и практически полному очищению тугоплавкого остатка от легкоплавких базальтоидных компонентов. Признаком того, что обогащенные пироксенами полосы в гарцбурггитах были зонами сегрегации базальтоидных компонентов, служит повышенное содержание Al_2O_3 в пироксенах и хромшпинелидах этих полос по сравнению с минералами оливиновых прослоев [121].

Процесс формирования изоклинальных складок в гарцбурггитах (Войкаро-Сыннинский, Халиловский и, возможно, Шевченковский массивы) следует рассматри-

вать как естественное продолжение предыдущей фазы послонно-сдвигового течения, сформировавшей полосчатость гарцбургитов: в условиях повышения вязкости пироксеновых прослоев и, как следствие, затрудненности послонных движений в породе она начала реагировать на воздействие поля напряжений той же ориентировки образованием складок [102]. Структурные наблюдения свидетельствуют о том, что во время этой фазы пластического течения разница вязкости оливиновых и пироксеновых прослоев нивелировалась: в зонах распространения изоклинальных складок полосы часто образуют структуры раздувов и пережимов, указывающие на одинаковую пластичность прослоев с разным содержанием пироксенов. Более того, пироксениты часто выступают как более компетентные по сравнению с гарцбургитами породы: в замках изоклинальных складок наблюдается нагнетание оливинового материала, синхронные складкам пироксенитовые жилы будинируются. Эти факты указывают на то, что во время формирования изоклинальных складок в гарцбурггитах происходила "инверсия вязкости", которую можно связывать с уменьшением роли частичного плавления вследствие понижения температуры. По петрохимическим данным, температура распада твердого раствора энстатит-диопсид в ортопироксенах гарцбургитов во время формирования изоклинальных складок [81] оценивается в 980–1090 °С, что подтверждает высказанное положение. Кроме того, пластическое течение этой фазы сопровождалось более интенсивными хрупкими деформациями ультрабазитов, свидетельством чего служит обилие синхронных изоклинальным складкам секущих жил дунитов и пироксенитов. Наиболее ранние генерации жил, вовлекаясь в процесс послонно-сдвигового пластического течения, деформировались, растягивались и приводились во взаимно параллельное положение, с чем связано появление новообразованный ("мономинеральной") полосчатости в гарцбурггитах Войкаро-Сыньинского, Халиловского и Хабарнинского массивов.

Пластическое течение первого этапа на всех его стадиях сопровождалось формированием в гарцбурггитах дунитовых тел. Наиболее ранние дуниты образовывали прослой в системе полосчатости гарцбургитов, которые в ходе прогрессирующей деформации будинировались, разлинзовывались, сминались в складки. Во время второй фазы пластического течения, сопровождавшейся изоклинальной складчатостью, дуниты формировали более крупные тела, окруженные сетчатыми ореолами дунитовых и пироксенитовых жил, которые в современной структуре представлены деформированными линзами и ассоциирующими с ними участками развития новообразованной полосчатости (Войкаро-Сыньинский массив).

Судя по ориентировке оливина в гарцбурггитах Войкаро-Сыньинского массива, механизмом пластического течения ультрабазитов на поздних стадиях первого этапа было внутризерновое трансляционное скольжение по системе (010)[100], которая, по данным геохимической термометрии, активна в природных условиях при температуре 1000–1300 °С [80, 105, 137 и др.]. Несомненно, что при столь высокой температуре не мог не играть существенную роль механизм синтетектонической рекристаллизации, который проходил одновременно со скольжением и содействовал образованию первичной грубозернистой структуры ультрабазитов. Более ранние фазы послонно-дифференцированного пластического течения в ориентировке оливина, как правило, не проявлены, что, очевидно, связано с концентрацией движений в пределах обогащенных пироксенами полос. Признаки синхронного формированию полосчатости внутризернового скольжения отмечаются лишь в ультрабазитах Ключевского и Шевченковского массивов.

Пластические деформации второго этапа по-разному проявились в ультрабазитах

тах изученных массивов. В пределах Войкаро-Сыньинского массива они образовали крупные синформные структуры и осложняющие их более мелкие складки; в других массивах (Хабарнинский и Ключевской) ими обусловлено появление локальных зон вязкого скалывания, маркируемых минеральной сланцеватостью. Главная отличительная черта структур второго этапа - их наложенный характер, указывающий на существенные изменения ориентировки поля напряжений и условий, в которых проходили пластические деформации.

Наиболее ярко деформации этого этапа проявились в пределах Войкаро-Сыньинского массива, где ими обусловлено образование главной складчатой структуры дунит-гарцбургитового комплекса и парагенетичных ей пронизывающих минеральных мезоструктур - минеральной сланцеватости и линейности. На фоне пластических деформаций в гарцбурггитах формировались дунитовые тела неправильной и жиллообразной форм, а также жилы пироксенитов, дунитов и габбро. В расположении дунитовых тел проявляется структурный контроль - они приурочены к присевым зонам главной синформы или ее дочерних складок.

По взаимоотношениям с гарцбурггитами дуниты делятся на два типа. К первому типу дунитов относятся тела, имеющие резкие секущие контакты с гарцбурггитами и окруженные ореолами дунитовых и пироксенитовых жил. Образование этого типа дунитов обусловлено выносом из гарцбурггитов наиболее подвижных компонентов и последующим их переотложением в пироксенитовых жилах в процессе инфильтрационного метасоматоза при температуре 750-900 °C [80, 82]. Второй тип дунитов представлен телами, имеющими постепенные переходы к гарцбурггитам, в пространственном положении которых особенно ярко проявляется структурный контроль (они связаны с наиболее напряженными участками складок - зонами перегиба). Выносу подвижных компонентов (рестированию) здесь способствовали более высокие температуры, обусловленные диссипацией тепловой энергии при пластической деформации, а также значительные градиенты напряжений. В данном случае механизмом рестирования было, вероятно, частичное плавление, о чем свидетельствует наличие в области развития дунитов этого типа многочисленных магматических жил габбро и сингенетичных им пироксенитов, представляющих собой пути выведения базальтоидных выделков из ультраосновной породы. Температура образования подобных жил оценивается в 1150 °C [80].

В процессе пластических деформаций второго этапа окончательно сформировалась современная "порфирокластическая" микроструктура гарцбурггитов, к основным чертам которой относятся линейно-плоскостная ориентировка оливиновых зерен и пироксеновых агрегатов и разнозернистость минералов. Ответственные за ее образование пластические деформации осуществлялись посредством механизма внутризернового трансляционного скольжения по системам $(0kl)[100]$ в оливине и $(100)[001]$ в энстатите, которое сопровождалось синтетектонической рекристаллизацией. В ходе деформаций микроструктурные изменения пород сопровождались метаморфическими преобразованиями, проявившимися в изменениях химического состава породообразующих минералов и в появлении их новых генераций. Микросондовое изучение состава минералов [80, 81] показало, что параллельно с деформациями из ортопироксенов гарцбурггитов выносились Al, Ca, Cr, Ti и Na, которые обособлялись в самостоятельные минеральные фазы - хромшпинелид и диопсид. Продолжавшаяся динамометаморфическая дифференциация приводила к очищению гарцбурггитового субстрата от базальтоидных компонентов (образовывались дуниты со шлирами хромитов) и к их сегрегации в виде пироксенитовых жил. Изучение состава пироксенов позволило определить, что минеральное равновесие, устано-

визвеее во время деформаций и отражающее условия их прохождения, наступило при температуре 850–950 °С и более низких давлениях сравнительно с условиями деформаций первого этапа. По данным А.И. Гончаренко [11], пластические деформации второго этапа происходили при значительно большем стрессе (0,7–1,2 кбар), чем на первом этапе (0,2 кбар).

Несколько иначе деформации второго этапа проявились в ультрабазитах Хабаровинского, Ключевского, Халиловского и Шевченковского массивов. В отличие от Войкаро–Сыннинского массива их структуры не подверглись столь коренной перестройке, пластические деформации значительно слабее проявлены в складчатой структуре дунит–гарцбургитовых комплексов (Шевченковский, Халиловский массивы) и более локализованы. Максимальные деформации концентрировались в пределах относительно узких зон вязкого скалывания, которые маркируются породами с четкой наложенной минеральной сланцеватостью (Хабаринский и Ключевской массивы). Пластические деформации этого этапа проявляются и в промежутках между зонами скалывания (признаки синхронной складчатости, минеральная сланцеватость той же ориентировки), что свидетельствует об их "пронизывающем" характере. В ходе деформаций, как и на Войкаро–Сыннинском массиве, формировались дунитовые тела двух типов (с резкими и постепенными переходами к гарцбургитам), а также жилы дунитов и пироксенитов. Четкая приуроченность тел дунитов к зонам вязкого скалывания в гарцбургитах свидетельствует о несомненной связи процесса их образования с пластическими деформациями.

Совокупность данных, полученных в процессе микроструктурного и геометрического анализов, позволяет полагать, что пластические деформации второго этапа были последними "пронизывающими" деформациями, сопровождавшимися формированием деформационно–метаморфических структур и затронувшими весь объем пород дунит–гарцбургитового комплекса. Последующие деформации были преимущественно хрупкими и происходили после или во время массовой серпентинизации пород. Более того, данные, полученные на Хабаровинском массиве, свидетельствуют, что еще на конечных стадиях пластических деформаций второго этапа были заложены локальные тектонические зоны, что сопровождалось антигоритизацией гарцбургитов. Признаки "вырождения" зон вязкопластичного скалывания в разрывные зоны отмечаются и в пределах Ключевского массива.

Структурная эволюция дунит–верлит–клинопироксенитового комплекса

Этот комплекс, несомненно, представляет собой более позднее образование, чем дунит–гарцбургитовый. В его породах также хорошо проявлены следы высокотемпературных пластических деформаций, но их сопоставление с деформациями гарцбургитов сильно затруднено из-за тектонических надвиговых соотношений дунит–верлит–клинопироксенитового и дунит–гарцбургитового комплексов (Хабаринский и Ключевской массивы). Лишь в пределах Войкаро–Сыннинского массива, где первичные взаимоотношения комплексов сохранились относительно слабонарушенными, оказалось возможным коррелировать проявленные в них пластические деформации. Как здесь установлено, образование дунит–верлит–клинопироксенитового комплекса было следствием сложного взаимодействия различных процессов (пластических деформаций, метасоматоза, инъекций габбровых выплавов), происходивших одновременно в зоне проскалывания гарцбургитов относительно габброидов. Совпадение ориентировки структурных элементов полосчатого комплекса и элементов, синхронных второму этапу пластических деформаций дунит–гарцбургитового комплекса, позволяет сделать вывод, что складчатая структура это-

го этапа формировалась во внутренних частях гарцбургитового блока одновременно с образованием в его краевой зоне дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.

Ведущую роль в процессе становления комплекса играли пластические деформации вязкого скалывания в зонах, параллельных контакту ультрабазитов и габброидов. Количество таких зон и интенсивность синхронных образованию полосчатого комплекса пластических деформаций постепенно растет вверх по его разрезу и достигает максимума вблизи контакта ультрабазитов с габброидами. С интенсивностью деформаций, осуществлявшихся посредством внутризернового скольжения при вспомогательной роли механизма синтетектонической рекристаллизации, в прямой зависимости находится интенсивность одновременных с ними магматических и метасоматических процессов.

Взаимоотношения пород и типичная "тектонитовая" ориентировка оливина в них свидетельствуют об образовании нижних горизонтов полосчатого комплекса за счет существенно дунитового субстрата, слагавшего кровлю лежащего ниже дунит-гарцбургитового комплекса. Тела ультрабазитов, распространенные в области развития габброидов, имеют различное происхождение. Линзовидные тела зонального строения (дунит-верлит-клинопироксенит) представляют собой метасоматически переработанные и пластически деформированные фрагменты нижней части разреза. Дуниты и верлиты, образующие согласные с полосчатостью габброидов прослои, являются кумулятивными образованиями. Об этом свидетельствует микроструктурное строение пород (интеркумулятивный облик кристаллов клинопироксена), а также наблюдаемая в них ориентировка оливина, типичная для кумулятов.

В пределах Ключевского и Хабаровинского массивов также установлено, что к наиболее ранним породам дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса относятся дуниты, в которых фиксируются следы самых древних для данного комплекса пластических деформаций, проявившихся в формировании хромититовой полосчатости и смятии ее в изоклиналильные складки. Структурные наблюдения и данные микроструктурного анализа указывают на то, что образование в дунитах хромититовой полосчатости связано с процессом синтетектонической рекристаллизации, сопровождавшим послонно-сдвиговое пластическое течение в локальных зонах вязкого скалывания. В таких условиях наиболее вероятный механизм формирования хромититов - динамометаморфическая дифференциация, что уже отмечали ранее другие исследователи [11, 39]. Образуюсь в ходе послонно-сдвигового пластического течения, хромититовые полосы сразу же вовлекались в него, деформировались и сминались в изоклиналильные складки.

Ориентировка зон послонного проскалывания в дунитах, маркируемых телами полосчатых хромититов, в целом конформна контакту дунитов с клинопироксенитами и лишь локально обнаруживает по отношению к нему небольшие угловые несогласия. Полосчатость клинопироксенитов и верлитов также субсогласна с внутренней структурой дунитов. Эти факты свидетельствуют о несомненной связи процесса образования клинопироксенитов и верлитов с послонно-сдвиговыми пластическими деформациями в дунитах. Судя по данным, полученным при изучении Ключевского массива, эти породы формировались метасоматическим путем в закладывавшихся в кровле дунитов зонах интенсивного пластического течения, которые одновременно были и наиболее ослабленными зонами. Сопровождавшие и, по-видимому, обусловившие процесс метасоматических преобразований дунитов пластические деформации осуществлялись в породах посредством механизма синтетектонической рекри-

сталлизации. Возможность метасоматического развития верлитов и клинопироксенитов при воздействии на дуниты габброидов была показана многими исследователями [4, 18, 52, 80 и др.].

На Войкаро-Сыньинском массиве послонно-сдвиговое пластическое течение в зонах скалывания, обусловившее преобразования реститогенных дунитов, слагавших верхнюю часть разреза дунит-гарцбургитового комплекса, осуществлялось механизмом внутризернового трансляционного скольжения по системе $(Ok1)[100]$ оливина при относительно меньшей роли механизма синтетонической рекристаллизации. Это свидетельствует о том, что пластическое течение здесь проходило в условиях более высоких градиентов скорости движения и, вероятно, больших температур.

В целом температурные условия пластических деформаций в полосчатом комплексе на ранних стадиях были, по-видимому, близки к условиям деформаций второго этапа во внутренних частях гарцбургитового блока (порядка 700–900 °C). О высоких температурах образования пород комплекса свидетельствуют: активность системы $(Ok1)[100]$ оливина, скольжение по которой реализуется в природных условиях при температуре более 600 °C (см. рис. 1), рекристаллизация оливина, которая невозможна при низких температурах; отсутствие синхронных деформаций водосодержащих минеральных парагенезисов. Внедрение жил троктолитов и оливиновых габбро в породы полосчатого комплекса Войкаро-Сыньинского массива не сопровождалось образованием в них закалочных контактов, что также указывает на близость температур вмещающих пород и жил [80]. Более поздние стадии пластического течения в породах полосчатого комплекса происходили при меньших температурах, о чем свидетельствует появление синхронных деформациям водосодержащих минералов (амфиолы, серпентины).

Направленность процесса структурно-вещественной эволюции ультрабазитов

Совокупность имеющихся структурных, микроструктурных и петрологических данных позволяет наметить общую направленность процесса структурно-вещественной эволюции ультраосновного вещества на ранних стадиях становления офиолитовой ассоциации. Она заключается в последовательной смене наиболее высокотемпературных фаз пластических деформаций относительно низкотемпературными, что отражает процесс подъема ультрабазитов в верхней мантии и их выведение на уровень нижних горизонтов земной коры.

Наиболее ранние пластические деформации, в процессе которых в породах дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитов сформировалась полосчатость, проходили при температуре более 1200 °C, что сопровождалось частичным плавлением первичного ультраосновного вещества с одновременным удалением из него базальтоидных выделок. Обогащенные пироксенами полосы гарцбургитов являются, вероятно, реликтами путей просачивания расплава. Более поздние стадии вязкопластичного течения первого этапа осуществлялись в условиях понижения температуры до 1000 °C и повышения вязкости пород, что отразилось в интенсивном смятии сформированной ранее метаморфической полосчатости в изоклинальные складки. Высокие температуры, преимущественно дислокационный механизм пластического течения и небольшие величины стрессовых напряжений (0,2 кбар), отмечаемые для деформаций первого этапа свидетельствуют о большой их глубинности и соответствуют области установившейся ползучести верхней мантии [116]. Вязкопластичное течение ультраосновного вещества этого этапа можно, по-видимому, связывать с начальными фазами его подъема с уровня астеносферы в пределах восходящего конвективного потока.

Пластические деформации второго этапа, сформировавшие более крупные и менее напряженные складчатые формы, а также зоны вязкого скалывания, шли в обстановке постепенного снижения температуры (с 1000 до 700 °С) и всестороннего давления при возрастании стресса до 0,7–1,2 кбар, что отвечает условиям пластического течения верхнемантийного вещества в режиме неустановившейся ползучести [116]. Достаточно высокие температуры, при которых осуществлялись деформации этого этапа, свидетельствуют о том, что ранние их стадии происходили в пределах верхней мантии и представляют собой отражение продолжавшегося подъема ультраосновного вещества в ее верхние горизонты. Деформации конечных стадий были более локализованными и иногда сопровождалась возникновением водосодержащих минеральных парагенезисов, что указывает на выведение ультрабазитов в нижние горизонты коры.

Пластические деформации в процессе подъема ультрабазитов на всех его стадиях сопровождалась динамометаморфической сегрегацией вещества и его дифференциацией с образованием дунитов (пределный рестит) и жильных пироксенитов (базальтоидное вещество). В отличие от первого этапа в основном объеме пород температуры были недостаточны для частичного плавления. Реститование ультрабазитов осуществлялось преимущественно механизмом инфильтрационного метасоматоза. Таким путем образовалось большинство тел дунитов в гарцбургитах и окружающих их дунитовых и пироксенитовых жил. Условия, необходимые для частичного плавления и удаления расплава, достигались на этом этапе лишь локально в зонах наиболее интенсивных пластических деформаций.

Синхронно с пластическими деформациями второго этапа в обогащенной дунитами верхней части разреза дунит-гарцбургитового комплекса формировался дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитовой ассоциации. Его образование обусловлено сложным взаимодействием процессов пластического течения, инъекцией габровых выплавов нескольких генераций и высокотемпературного метасоматоза, происходивших практически одновременно в зоне проскальзывания гарцбургитов относительно габброидов. Нижние ультрабазитовые горизонты полосчатого комплекса образовались за счет существенно дунитового субстрата, слагавшего кровлю лежащего ниже дунит-гарцбургитового комплекса. Ультрабазиты верхних горизонтов дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса формировались путем кумулятивного осаждения кристаллов из базальтоидной магмы в синкинематической обстановке.

Ранние фазы покровно-надвиговых перемещений офиолитов на этапе их выведения в верхние горизонты земной коры осуществлялись еще в "палеоокеанических" условиях и сопровождалась амфиболитизацией океанских базальтов, диабазов и габбро в подошвах тектонических пластин. "Припаяваясь" к подошве офиолитовых покровов, амфиболиты впоследствии перемещались совместно с ультрабазитами. Во время тектонического выведения офиолитов в кору происходили локальные пластические и хрупкие деформации ультраосновных пород одновременно с их серпентинизацией при относительно низких температурах (менее 600 °С). Они концентрировались преимущественно в подошвах тектонических покровов, слабо затрагивая их более высокие части, что способствовало сохранению сформировавшихся в верхнемантийных и нижнекоровых условиях внутренних структур ультрабазитовых комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение внутреннего строения Войкаро-Сыньинского, Ключевского, Халиловского, Хабарнинского и Шевченковского ультраосновных массивов Урала, взаимоотношений развитых в их породах деформационных и деформационно-метаморфических структур, микроструктурные исследования ультрабазитов и анализ оптической ориентировки их породообразующих минералов показали, что на ранних стадиях становления офиолитовой ассоциации исключительно важную роль играли процессы высокотемпературных пластических деформаций. Многофазные пластические деформации ответственны за формирование как микроструктур пород, так и сложной внутренней структуры ультрабазитовых комплексов в целом; они вызвали существенные преобразования ультраосновных пород, провоцируя динамометаморфическую сегрегацию и дифференциацию их вещества; создавали олагодприятные условия для частичного плавления и отделения выплавов от твердого остатка (рестита^h).

Наиболее ранние деформации фиксируются в породах дунит-гарцбургитового комплекса. Микроструктуры пород и ориентировка их минералов свидетельствуют о том, что эти деформации осуществлялись преимущественно посредством механизма внутризернового трансляционного скольжения, сопровождавшегося синтетонической рекристаллизацией, которая играла вспомогательную роль. Общая направленность процесса структурной эволюции ультрабазитов дунит-гарцбургитового комплекса, заключающаяся в последовательной смене высокотемпературных пластических деформаций все более низкотемпературными, является отражением подъема ультраосновного вещества в пределах верхней мантии и выведения его на уровень нижних горизонтов земной коры.

Послойно-сдвиговое вязкопластичное течение вещества первого этапа при температуре более 1000 °C в условиях низкого стресса сопровождалось формированием метаморфической полосчатости гарцбургитов и ее смятием в изоклинальные складки. Пластические деформации второго этапа проходили при температуре 700–1000 °C в условиях постепенного понижения общего давления и увеличения стресса, в результате чего образовались менее напряженные складки и линейные зоны вязкого скалывания.

Имеющиеся данные позволяют полагать, что подъем ультрабазитов в пределах верхней мантии сопровождался их частичным плавлением, причиной которого были диссипация энергии при вязкопластичном течении вещества и адиабатическая декомпрессия пород. Процесс частичного плавления был неоднoактным и происходил на разных этапах подъема с разной активностью. Относительно более глубинные условия во время пластического течения первого этапа благоприятствовали большей интенсивности и массовости этого процесса. Во время деформаций второго этапа частичное плавление могло осуществляться лишь локально в участках наибольшей концентрации напряжений.

Дуниты, представляющие собой предельно деплетированный рестит, являются полифазными образованиями. Они формировались на протяжении всей истории пластических деформаций гарцбургитов. Дунитовые тела по мере их возникновения вовлекались в процесс пластического течения и деформировались, результатом чего в современном срезе является полный спектр их форм от интенсивно деформированных линз и полос до недеформированных изометричных тел и жильных образований.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитовой ассоциации формировался синхронно с пластическими деформациями второго этапа в обогащенной реститогенными дунитами верхней части разреза дунит-гарцбургитового комплекса. Его образование обусловлено сложным взаимодействием процессов пластического течения, магматизма и высокотемпературного метасоматоза, практически одновременно происходивших в зоне проскользывания гарцбургитов относительно габброидов.

В современной структуре Урала все изученные массивы находятся в аллохтонном залегании. Ранние покровно-надвиговые перемещения офиолитов на этапе их выведения в верхние горизонты коры палеоокеана сопровождалась амфиболизацией базитов в подошвах тектонических пластин и их включением в состав офиолитовых покровов. Во время тектонического выведения офиолитов шли локальные пластические и хрупкие деформации ультрабазитов, проходившие одновременно с их серпентинизацией при относительно низких температурах (менее 600°C).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С. Тектоника Сакмарской и Орь-Йлексской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 235 с.
2. Алешков А.Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1929. 120 с. Материалы Комис. экспедиц. исслед. АН СССР. Вып. 18.
3. Бетехтин А.Г. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 2. С. 285-340.
4. Булыкин Л.Д. К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпидных гипербазитах Урала (на примере Нуралинского массива) // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. 1977. Вып. 125. С. 58-61.
5. Вардаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: наука, 1978. 238 с.
6. Виноградов В.И., Буйкайте М.В. Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива Полярного Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. Т. 1. С. 59-70.
7. Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 5-14.
8. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М.: Госгеолтехиздат, 1941. 132 с.
9. Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 12, ч. 1. 304 с.
10. Гончаренко А.И. Складчатые деформации альпидных гипербазитов юга Сибири // ДАН СССР. 1977. Т. 235, № 2. С. 431-434.
11. Гончаренко А.И. Петрология и петроструктурная эволюция альпидных гипербазитов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 32 с.
12. Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. 1976. № 12. С. 75-86.
13. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформации и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива // Геология и геофизика. 1980. № 10. С. 61-72.
14. Денисова Е.А. Деформации ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1982. № 2. С. 32-45.
15. Дергунов А.Б. Основные черты строения и структурное положение габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. Т. 2. С. 10-13.
16. Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28-34.
17. Елисеев Н.А. Составление диаграмм по структурному и микроструктурному анализу. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957. 28 с.
18. Ефимов А.А. Габбро-ультрабазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
19. Золотухин В.В. О первичной ориентировке течения у кристаллов плагиоклаза и оливина в дифференцированных интрузиях траппов // Базальты плато. М.: Наука, 1964. С. 78-87.
20. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. С. 6-56.
21. Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др. Природа Уральской геосинклинали // ДАН СССР. 1972. Т. 206, № 5. С. 1177-1180.
22. Иванов С.Н., Ефимов А.А., Молдаванцев Ю.Е. К происхождению офиолитов Урала // Офиолиты в земной коре. М.: Наука, 1973. С. 49-53.
23. Кадик А.А., Френкель М.Я. Магмообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов // Геохимия. 1980. № 4. С. 467-495.
24. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
25. Казаков А.Н. Микроструктурная ориентировка оливина в породах предположительно верхней мантии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1965. Ч. 94, вып. 5. С. 576-580.

26. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала // ДАН СССР. 1969. Т. 189, № 5. С. 1077-1080.
27. Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника. 1965. № 1. С. 106-117.
28. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. м.: Наука, 1974. 229 с.
29. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала // Бюл. ИОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, № 4. С. 60-76.
30. Кашин С.А., Федоров В.Л. Хромитовые месторождения Хабаровинского массива // Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 2. С. 199-284.
31. Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Рудник Г.Б. Типы пространственной ориентировки оливина в гипербазитах массива Рай-Из (Полярный Урал) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. № 2. С. 105-109.
32. Кашинцев Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 6. С. 112-123.
33. Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. 1978. Т. 18, № 1. С. 64-69.
34. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 462 с.
35. Коплева В.В., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Диабазовые комплексы Хабаровинской офиолитовой ассоциации Южного Урала // ДАН СССР. 1979. Т. 248, № 4. С. 927-931.
36. Кориневский В.Г. О границах эвгеосинклинали зоны западного склона Южного Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. Т. 1. С. 41-42.
37. Котрелл А. Дислокации и пластическое течение в кристаллах. М.: Metallurgizdat, 1958. 267 с.
38. Кузовков Г.Н. Основные особенности строения Останинского ультрабазитового массива // Ежегодник ИГиГ им. Заварицкого, 1982. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 6-8.
39. Куталин В.А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 3-10.
40. Кравченко Г.Г. Некоторые особенности морфологии рудных тел и текстур руд Хабаровинских хромитовых месторождений // Геология руд. месторождений. 1966. № 6. С. 53-65.
41. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 156 с.
42. Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория // Тр. Геол. музея АН СССР. 1964. Вып. 12. С. 168-171.
43. Луцкина Н.В. Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования // Разведка и охрана недр. 1983. № 2. С. 7-12.
44. Маегов В.И. Роль деформации в формировании габброидов и гипербазитов Хабаровинского массива // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. Т. 2. С. 21-22.
45. Маегов В.И. Рекристаллизация пироксенов и плагиоклазов в связи с деформациями пироксенитов и габброидов Хабаровинского массива // Тр. Ильм. гос. запovedника. Свердловск, 1978. Вып. 17. С. 62-64.
46. Маегов В.И. О природе габброидов восточной части Хабаровинского массива // Там же. 1979. Вып. 26. С. 52-62.
47. Маегов В.И., Никитин И.И. О происхождении линейно-полосчатых текстур в хромитовых рудах на Хабаровинском массиве // Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Челябинск: Изд.-Урал. кн. изд-во, 1972. Вып. 3. С. 121-124.
48. Миллер Ю.В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88-96.
49. Молдаванцев Е.П. Тектоника Северного и Полярного Урала // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1944. Т. 12, ч. I. С. 198-201.
50. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими

- структурами // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 235-239.
51. Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 77. С. 180-224.
 52. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967, 280 с.
 53. Москалева С.В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала // Сов. геология. 1962. № 12. С. 57-69.
 54. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
 55. Никитин И.И. Петрология экзоконтактовых амфиболитов, ассоциирующих с альпидными гипербазитами Оренбургского Урала // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1974. Т. 2. С. 19-21.
 56. Никитин И.И., Полуэктов А.Т. Хабарнинский ультраосновной массив // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1973. С. 66-75.
 57. Падалка Г.Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Т. 47. 20 с.
 58. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5-23.
 59. Пейве А.В. Офиолиты и земная кора // Природа. 1974. № 2. С. 5-13.
 60. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9-24.
 61. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. С. 36-41.
 62. Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 223 с.
 63. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
 64. Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. № 3. С. 14-26.
 65. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
 66. Плюснина Л.И., Силантьев С.А. Термодинамический режим метаморфизма базитов разлома Хейзен (Тихий океан) // Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь, 1982. Вып. 7, ч. 1. С. 126.
 67. Пономарева Л.Г., Добрецов Н.Л. Ориентировка оливина в гипербазитах массивов Борусского (Западный Саян) и Пай-Ер (Полярный Урал) // Геология и геофизика. 1965. № 5. С. 136-143.
 68. Попов В.С. Причина плавления, приводящего к образованию магм // Геохимия. 1977. № 4. С. 516-524.
 69. Пронин А.А. О геотектонических условиях образования и возрасте палеозойских ультраосновных пород Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УИЦ АН СССР, 1963. Т. 1. С. 255-261.
 70. Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
 71. Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 1973. № 6. С. 54-62.
 72. Робертс Д. Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 230-283.
 73. Романов Б.М. Габбро-перидотитовая формация Урала // Сов. геология, 1949. Сб. 40. С. 72-85.
 74. Романов Б.М. К вопросу о развитии Уральской геосинклинали // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Вып. 6. С. 13-34.
 75. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
 76. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46-60.

77. Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9-29.
78. Савельева Г.Н. Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 3-17.
79. Савельева Г.Н. Структура и петрология Войкаро-Сыньинского массива // Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. С. 26-53.
80. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
81. Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 47-55.
82. Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника. 1980. № 3. С. 16-26.
83. Соболев Н.Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые // Исследование минерального сырья. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 141-148.
84. Соболев С.Ф., Панейх Н.А. Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабаровского офиолитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 53-68.
85. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.
86. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 216 с.
87. Таврин И.Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 147-152.
88. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
89. Урусовская А.А. Образование областей с переориентированной решеткой при деформации моно- и поликристаллов // Некоторые вопросы физики пластичности кристаллов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 75-116.
90. Ферберн Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит. 1949. 268 с.
91. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В. и др. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабаровского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 74 с.
92. Флаас А.С. Геометрические принципы выделения этапов деформации в сложно-дислоцированных комплексах // Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. С. 98-111.
93. Флинн Д. Деформации при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: мир, 1967. С. 49-77.
94. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
95. Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П. и др. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 231 с.
96. Херасков Н.П. Эбетинский шарьяж на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 4. С. 26-30.
97. Шарипов А.С. О геологической структуре дунитов Ключевского массива // Тез. докл. II Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1966. Т. 2. С. 24-25.
98. Шкуропат Б.А. Петрографические и петрохимические особенности ультраосновных пород Джетыгаринского района на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: СССР, 1969. С. 105-108.
99. Шмидт Е., Боас В. Пластичность кристаллов в особенности металлических. М.; Л.: Изд-во иностр. лит., 1938. 316 с.
100. Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 8. С. 22-44.

101. Щербаков С.А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44-56.
102. Щербаков С.А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Там же. 1983. № 3. С. 47-59.
103. Щербаков С.А. Микроструктурный анализ ультрабазитов Тихого и Индийского океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 54-65.
104. Щербаков С.А. Структура и пластические деформации ультрабазитов Халиловского массива (Южный Урал) // Там же. № 12. С. 43-51.
105. Щербаков С.А., Савельева Г.Н. Структурная эволюция и метаморфизм ультрабазитов Войкар-Сыньинского массива // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 60-69.
106. Щербаков С.А., Савельева Г.Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн // Геотектоника. 1984. № 2. С. 86-96.
107. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Палеоструктура Войкарского вулканоплутонического пояса (Полярный Урал) // Ежегодник ИГиГ им. Заварицкого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 47-49.
108. Ave Lallemand H.G. Structural and petrofabric analysis of an "Alpine-type" peridotite: the Iherzolite of the French Pyrenees // Leidse geol. meded. 1969. Vol. 42, N 1. P. 1-57.
109. Ave Lallemand H.G. Mechanisms of preferred orientations of olivine in tectonite peridotite // Geology. 1975. Vol. 3, N 11. P. 653-656.
110. Ave Lallemand H.G., Carter N.L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81, N 8. P. 2203-2220.
111. Boudier F., Coleman R.G. Cross section through the peridotite Samail ophiolite, Southeastern Oman Mountains // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2573-2592.
112. Boudier F., Bouchez J.L. Microstructure of orientation preference des mineraux dans trois echantillons de peridotites oceaniques // Reun. annu sci. terre. Rennes, 1977. P. 94.
113. Boudier F., Nicolas A. Stress and strain estimates in the Lanzo peridotite massif (Western Alps) // Association mafiques ultra-mafiques dans les orogenes. P.: CNRS, 1980. P. 221-228.
114. Brothers R.N. Flow orientation of olivine // Amer. J. Sci. 1959. Vol. 257, N 8. P. 574-584.
115. Carter N.L. Static deformation of silica and silicates // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 23. P. 5514-5540.
116. Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. Vol. 14, N 3. P. 301-360.
117. Carter N.L., Ave Lallemand H.G. High temperature flow of dunite and peridotite // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81, N 8. P. 2181-2202.
118. Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 5. P. 1212-1222.
119. Den Tex E. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history // Tectonophysics. 1969. Vol. 7, N 5. P. 857-867.
120. Den Tex E. Principal Y-olivine fabrics: their tectonic and metamorphic significance // Experimental and natural rock deformation. N.Y.: Springer, 1970. P. 486-495.
121. Dick H.J.B., Sinton J.M. Compositional layering for in Alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle // J. Geol. 1979. Vol. 87, N 4. P. 403-416.
122. Friedman M., Logan J.M., Rigert J.A. Glass-indurated quartz gouge in sliding-friction experiments on sandstone // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. Vol. 85, N 6. P. 937-942.
123. Gray D.R. Differentiation associated with discrete crenulation cleavages // Lithos. 1977. Vol. 10, N 2. P. 89-101.
124. Hess H.H. Mid-oceanic ridges and tectonics of sea-floor // Geology and geophysics. L., 1965. P. 313-334.
125. Kohlstedt D.L., Geotze C., Durham W.B. Experimental deformation of single crystal olivine with application to flow in the mantle // Physics and chemistry of minerals and rocks. L., 1976. P. 35-49.

126. Kumazawa M. The elastic constants of single crystal orthopyroxene // *J. Geophys. Res.* 1969. Vol. 74, N 25. P. 5973-5980.
127. 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. N 12. P. 245-309.
128. Loney R.A., Himmelberg G.R. Structure of the Vulcan Peac alpine-type peridotite, Southwestern Oregon // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. Vol. 87, N 2. P. 259-274.
129. Mc Laren A.C., Etheridge M.A. A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene. 1. Slip mechanisms // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1976. Vol. 57, N 2. P. 163-177.
130. Molen J., Paterson M.S. Experimental deformation of partially-melted granite // *Ibid.* 1979. Vol. 70, N 3. P. 299-318.
131. Moores E.M., Vine F.J. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A.* 1971. Vol. 267, N 6. P. 443-466.
132. Nicolas A. Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites // *Philos. Trans. Roy. Soc. L.*, 1978. Vol. 288A, N 1350. P. 49-57.
133. Nicolas A., Rouches J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics.* 1971. Vol. 12, N 1. P. 55-85.
134. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273, N 10. P. 853-876.
135. Nicolas A., Boudier F. Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 25, N 3/4. P. 233-260.
136. Nicolas A., Poirier J.C. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L.; N.Y.: Wiley, 1976. 414 p.
137. Nicolas A., Boudier F., Bouchez J.L. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // *Amer. J. Sci.* A. 1980. Vol. 280, N 1. P. 192-210.
138. Ramsay W. Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw Hill, 1967. 568 p.
139. Raleigh C.B. Glide mechanisms in experimentally deformed minerals // *Science.* 1965. Vol. 150, N 3697(5). P. 739-741.
140. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 14. P. 5391-5406.
141. Raleigh C.B., Kirby S.H. Creep in the upper mantle // *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1970, N 3. P. 113-121.
142. Raleigh C.B., Kirby S.H., Carter N.L., Ave Lallemant H.G. Slip and the clinenstatite transformation as competing rate processes in enstatite // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 17. P. 4011-4022.
143. Ross J.V., Nielsen K.C. High-temperature flow of wet polycrystalline enstatite // *Tectonophysics.* 1978. Vol. 44, N 1/4. P. 231-261.
144. Shaw H.R. Rheology of basalt in the melting range // *J. Petrol.* 1969. Vol. 10, N 3. P. 510-535.
145. Thayer T. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes // *Ultramafic and related rocks.* N.Y., 1967. P. 222-238.
146. Ternier T.J. Preferred orientation of olivine crystals in peridotite // *Trans. Roy. Soc. N.Z.* 1942. Vol. 72, pt 3. P. 280-300.
147. Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y.: McGraw Hill, 1963. 545 p.
148. Verma R.K. Elasticity of some high density crystals // *J. Geophys. Res.* 1960. Vol. 65, N 1. P. 757-766.
149. Walker D., Stolper E.M., Hays J.F. A numerical treatment of melt/solid segregation // *J. Geophys. Res. B.* 1978. Vol. 83, N 12. P. 6005-6013.
150. Young Chapman III. Dislocations in the deformation of olivine // *Amer. J. Sci.* 1969. Vol. 267, N 7. P. 841-852.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ	3
Г л а в а I	
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ	5
Обзор экспериментальных данных.....	6
Методика микроструктурного анализа	12
Методика геометрического анализа	13
Г л а в а II	
ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ В ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВАХ УРАЛА	16
Войкаро-Сынзьянский массив	17
Ключевской массив	52
Халиловский массив	65
Хабарнинский массив	75
Шевченковский массив	93
Г л а в а III	
РОЛЬ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ УЛЬТРАБАЗИТОВ В ЭВОЛЮЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ	100
Связь процессов вещественных преобразований пород с их пластическими деформациями	100
Этапность структурной эволюции ультрабазитов на ранних стадиях становления офиолитовой ассоциации	103
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	III
ЛИТЕРАТУРА	II3

C O N T E N T S

INTRODUCTION	3
C h a p t e r I	
METHODS FOR STUDY OF ULTRAMAFICS PLASTIC DEFORMATIONS	5
Experimental data review	6
Methods for microstructural analysis	12
Methods for geometric analysis	13
C h a p t e r II	
ULTRAMAFICS PLASTIC DEFORMATIONS IN OPHIOLITIC MASSIFS OF THE URALS	16
Voikar-Synya massif.....	17
Klyuchevskoi massif	52
Khalilov massif	65
Khabarny massif	75
Shevchenko massif	93
C h a p t e r III	
THE ROLE OF ULTRAMAFICS PLASTIC DEFORMATIONS IN THE OPHIOLITE COMPLEXES EVOLUTION	100
Processes of material rock transformation and their relation to plastic deformations	100
Stages of ultramafics structural evolution at early phases of ophiolite suite formation	103
CONCLUSIONS	III
REFERENCES	II3

Научное издание

ЩЕРБАКОВ Сергей Александрович

ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ
ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ УРАЛА

Труды, вып. 450

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор Р.Л. М и ш и н а
Художественный редактор Н.Н. М и х а й л о в а
Технический редактор Н.В. В и ш н е в с к а я
Корректор Е.И. Л а в р е н к о

ИБ № 46922

Подписано к печати 14.06.90. Т-05762
Формат 70х100/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл.печ.л. 9,8+0,5вкл. Усл.кр.-отт. 10,6. Уч.-изд.л. 10,8
Тираж 600 экз. Тип.зак. 528. Цена 2р.20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства
"Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.