



В. Ф. Морковкина

ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии

В. Ф. Морковкина

ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

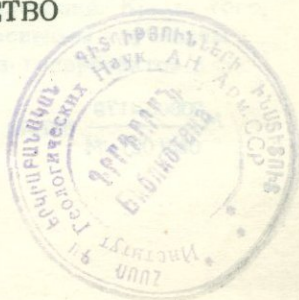


ИЗДАТЕЛЬСТВО

«НАУКА»

МОСКВА

1974



1128

Морковкина В.Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. Издательство "Наука", 1974.

В результате детального петрографического изучения пород офиолитового пояса Севанского хребта (Армянская ССР) установлена активная роль в их формировании метасоматических и метаморфических процессов. Эти процессы совершались в дисперсном и петельчатом серпентинитоподобном субстрате, реликты которого находятся в большинстве пород пояса. Дегидратация и перекристаллизация субстрата — главные причины образования собственно гипербазитов-серпентинитов, дунитов, гарцбургитов, а метасоматические процессы — ассоциирующих с гипербазитами пород разного состава. Работа рассчитана на широкий круг геологов и петрографов, занимающихся изучением альпинотипных гипербазитовых ассоциаций.

Табл. 2. Илл. 114. Библ. 59 названий.

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьев

Происхождение гипербазитов складчатых зон можно считать, пожалуй, наиболее сложной, трудной и спорной проблемой современной петрологии. Несмотря на усилия исследователей различных отраслей науки, прежде всего геологии, петрологии, вулканологии и геофизики, эти породы до сих пор остаются во многом еще загадочными образованиями природы. Между тем они широко представлены во всех складчатых областях мира, независимо от их возраста, в виде мощных поясов и цепочек массивов, вытянутых согласно простирацию складчатых структур.

С гипербазитами постоянно ассоциируются габброиды, клинопироксениты, амфиболиты и габбро-амфиболиты, а также типичные геосинклинальные осадочно-вулканогенные толщи.

Г.Хесс (Hess, 1955) выявил гипербазитовые (серпентиновые) пояса на всех континентах мира и установил их связь с начальным этапом развития геосинклинальных зон альпийского типа. В этой связи гипербазиты складчатых зон получили название альпинотипных в отличие от аналогичных или сходных образований платформ и древних щитов, где они размещены в структурах другого типа. В настоящей работе рассматриваются вопросы петрологии только альпинотипных гипербазитов.

В Советском Союзе альпинотипные гипербазиты широко представлены на Урале, где они вместе с набором ассоциирующихся пород образуют широкий пояс, вытянутый вдоль Уральского хребта от Байдарацкой губы до Аральского моря. Аналогичные ему ассоциации распространены в пределах древних складчатых систем Тянь-Шаня, Узбекистана, Кузнецкого Алатау, Сихотэ-Алиня и Алтае-Саянского региона. В молодых складчатых зонах гипербазиты известны в центральной части Большого Кавказа и на Северном Кавказе, а также в пределах Малого Кавказа, где они образуют мощный пояс, широко известный под названием офиолитового пояса, проходящего через территорию Армении и Азербайджана в Турцию.

Вместе с тем фактическое распространение гипербазитов на земной поверхности более значительно, так как часть их преобразована в метасоматические и метаморфические ассоциации, принимаемые за самостоятельные интрузивные и метаморфические образования. Кроме того, на основании данных, полученных в связи с интенсивным изучением глубин Земли, предполагается исключительная роль гипербазитов в составе океанической коры и верхней мантии.

С учетом всего сказанного, а также связи с гипербазитами ряда важных полезных ископаемых (хромиты, платина, асбест и др.), становится очевидным, насколько важное в практическом и научном отношении значение приобретает разрешение проблемы происхождения гипербазитов и связанных с ними рудных месторождений. Между тем принятые и широко используемые в настоящее время гипотезы формирования альпинотипных гипербазитов сталкиваются с рядом непреодолимых трудностей и противоречий, что свидетельствует об объективной потребности их пересмотра и создания новой концепции с учетом последних достижений науки и практики.

Прежде чем перейти к результатам наших исследований, необходимо критически рассмотреть главные положения общепринятых гипотез о генезисе гипербазитов.

Классическая магматическая концепция трактует альпинотипные гипербазиты и ассоциирующие с ними породы как продукт интрузивного становления ультраосновной либо базальтовой магмы *in situ* с явлениями дифференциации, аутометаморфизма и постмагматической деятельности. Приложение этой концепции к природным объектам сталкивается с рядом трудностей и противоречий. Прежде всего в мощных, протяженностью сотни километров поясах и массивах гипербазитов, не говоря уже об их мелких телах, отсутствуют признаки типичных интрузивов: высокотемпературный метаморфизм в экзоконтактах, закалка и флюидальность в эндоконтактах, ассимиляция и гибридность даже в краях и апикальных частях массивов, соответствие внутренней структуры массива его форме и т.д.

Невозможность интрузивного становления гипербазитов доказывает также их значительно более древний по сравнению с окружающими или вмещающими породами. С позиций классической гипотезы не понятна и постоянная ассоциация гипербазитов с богатыми Ca, Si, Al и щелочами породами (габброиды, плагиоклазиты, амфиболиты и др.), которые не могут быть производными изначально бедной ими ультраосновной магмы, не несущей признаков обогащения ими в результате ассимиляции соответствующих пород. Не находит своего разрешения и вопрос об источнике воды для интенсивной серпентинизации массивов, так как исходная магма в принципе "сухая", а признаки заимствования воды из боковых пород путем их обезвоживания не наблюдаются.

Более того, само существование ультраосновной магмы в природе вызывает сомнение (Левинсон-Лессинг, 1934), а достоверно эффузивные аналоги этой магмы не установлены, хотя она значительно более жидкая и высокотемпературная по сравнению, например, с базальтовой магмой, эффузивные аналоги которой широко представлены в составе коры и продуктах действующих вулканов. Но именно столь жидкая ультраосновная магма скорее растечется, как это отметил В.Н. Лодочников (1936), по горизонтальным и пологопадающим трещинам в коре, чем будет способна преодолеть сопротивление вышележащих толщ и внедриться в виде мощных интрузий. Следовательно, интрузивная модель не приемлема для альпинотипных гипербазитов и необходимы поиски новых путей решения проблемы их генезиса.

Многочисленные попытки усовершенствовать классическую гипотезу путем введения различного рода допущений и предположений не устраняют указанных противоречий. В частности, широко распространено мнение о внедрении ультраосновной магмы в квазижидком (кашеобразном) состоянии, что снимает вопрос о ее высокотермальном воздействии на окружающие породы и объясняет возможность кашеобразной магмы внедриться в породы коры в виде интрузий.

Однако подобное допущение не облегчает, а скорее усугубляет недостатки интрузивной модели. В самом деле, продвижение такой магмы через толщу коры будет медленным и зависит от сохранения в ней флюидной фазы на всем пути передвижения. Но для этого следует предположить существование постоянно действующего и долгоживущего источника тепла, подогревающего флюидную фазу, что нереально, принимая во внимание огромную протяженность гипербазитовых поясов и приуроченность их к глубинным разломам. В этой связи невозможно представить и существование постоянного источника колоссальной энергии, обеспечивающей медленное продвижение огромной кашеобразной массы через толщу коры.

Поскольку межзерновая жидкость не может вместить необходимое для интенсивной серпентинизации массивов количество воды, вновь возникает проблема источника воды, места и времени процессов гидратации гипербазитов и т.д. Кроме того, перемещение кашеобразной массы в верхние горизонты коры, особенно в складчатых зонах, неминуемо должно привести, как это отмечал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1934), к выжиманию жидкой фазы и дроблению кристаллов, а в случае ее сохранения — к образованию интерстиционных структур, чего в действительности не наблюдается. Наконец, невозможно представить, чтобы дифференциация кашеобразной магмы могла обеспечить образование габброидов, плагиогранитов, амфиболитов и других пород, связанных между собой и с гипербазитами постепенными переходами.

Следовательно, предположение о внедрении ультраосновной магмы в квазижидком состоянии приводит к новым непреодолимым трудностям и объективно заставляет отказаться от интрузивной модели в приложениях к альпийотипным гипербазитам.

В последнее время широкое признание получила гипотеза холодного (тектонического) становления гипербазитов, с позиций которой их тела и массивы рассматриваются в качестве блоков (протрузий), выведенных на современные уровни коры в твердом состоянии. Предполагается, что при перемещении блоки могут испытывать нагревание, дегидратацию и перекристаллизацию, захватить обломки вмещающих пород, приобрести структуры течения и полосчатости (расслоенности), т.е. признаки интрузивов. Более поздние процессы, приуроченные к ослабленным краевым зонам блоков, могут вызывать интенсивные изменения и создавать тем самым впечатление интрузивных контактов.

Однако по вопросу о природе самих гипербазитов возникают существенные разногласия. По мнению одних исследователей гипербазитовые массивы представляют собой не что иное, как протрузии, т.е. интрузивы ультраосновной магмы, кристаллизовавшейся не *in situ*,

а на некоторой глубине с последующим весьма незначительным перемещением, в результате чего их первично интрузивные контакты были частично сорваны и приобрели сходство с тектоническими зонами.

Эта точка зрения по существу имеет все слабые стороны магматической концепции. Более того, значительная мощность тектонических зон (милонитизация, рассланцевание и брекчирование) в краевых частях гипербазитовых тел и массивов свидетельствует о большой амплитуде их перемещения, при котором они вряд ли могли сохранить первоначальное строение интрузивов. Так, например, в Армении гипербазиты залегают в вулканогенно-осадочных толщах юры, мела и эоцена, мощность которых превышает 8 км. Радиологический возраст гипербазитов заведомо донижнеюрский, следовательно они не могли формироваться как интрузивы в указанных толщах. Отсюда вытекает, что амплитуда их перемещения в твердом состоянии должна превышать суммарную мощность вулканогенно-осадочных образований юра-эоцен.

Другие исследователи, особенно зарубежные, принимают гипербазиты за блоки гидратированного вещества верхней мантии, выведенные во время складчатости в верхние уровни коры в твердом состоянии.

А.В. Пейве, Р.С. Дейтц и многие другие исследователи рассматривают гипербазиты складчатых зон в качестве тектонических блоков (шарьяжей, диапиров и т.д.) перидотитов океанической коры, выведенных во время орогенеза в различные по возрасту и составу толщи коры раздельно или совместно с геосинклинальными образованиями.

А.Е. Рингвуд, Д.Н. Грин и другие считают гипербазиты аналогами твердого тугоплавкого остатка мантийного вещества (пиролита) после удаления из него легкоплавкой части в виде базальта.

Во всех случаях предполагается, что тектоническое перемещение блоков облегчалось серпентинизацией исходного вещества, связанной либо с воздействием океанической воды, либо с потоками эндогенных растворов. По образному выражению Г.Хесса (Hess, 1955), блоки серпентинитов проскальзывали через твердые породы коры подобно дынному семечку, зажатому между пальцами. Процессы дегидратации, возникающие в связи с поднятием геотермического градиента, потоками эндогенного тепла, реакциями в коре и другими явлениями, преобразуют серпентиниты в оливиновые и оливин-пироксеновые породы, а освободившаяся вода создает высокое внутреннее давление, способствующее перемещению блоков.

Гипотеза холодного внедрения гипербазитов, несмотря на явные преимущества перед магматической, имеет свои слабые стороны и противоречия, которые скорее всего объясняются молодостью самой гипотезы. В частности, с ее позиций невозможно логически обосновать постоянную и закономерную связь рассланцованных серпентинитов со свежими габброидами, пироксенитами, горнблендитами, плагиогранитами и другими породами, находящимися между собой в сложных мигматитовых соотношениях. Непонятна также причина удивительного сходства пород гипербазитовых комплексов во всех зонах мира при предполагаемой гетерогенности верхней мантии.

Кроме того, альпинотипные гипербазиты контролируют, как известно, зоны глубинных разломов, где совершаются интенсивные метаморфические и метасоматические процессы вплоть до магмообразования (Кузнецов, 1964). Вовлеченные в эти процессы различные, даже значительно более устойчивые, чем серпентиниты, породы полностью меняют свой минеральный и химический состав. Почему же гипербазиты (серпентиниты), а тем более вещество верхней мантии или ее гидратированный аналог остаются как бы "забронированными" от воздействия протекающих в зонах процессов, хотя по своей сущности они неустойчивы в условиях сиалической коры и наиболее легко восприимчивы к любому виду процессов, идущих в сторону их силификации?

Если мантийное вещество было вовлечено в эти процессы и существенно преобразовано или регенерировано, то тем самым оно перестало быть аналогом альпинотипных гипербазитов, хотя могло сохраниться в них в виде реликтов. Но тогда логично предположить, что сами гипербазиты должны нести в себе признаки интенсивных преобразований, указывающих на их длительное пребывание на глубине, в подвижных тектонических зонах и в условиях сиалической коры. Действительно в последнее время выявляются многочисленные факты, подтверждающие разнообразные метасоматические и метаморфические преобразования гипербазитов, в том числе серпентинитов. К сожалению, продукты этих преобразований трудно распознаваемы, и их по традиции принимают за обычные интрузивные породы, возникающие в связи с процессами дифференциации ультраосновной магмы, либо вследствие проявления более позднего магматизма. Так, например, Тейлор и Нобл (1963) петрографическое разнообразие пород гипербазитового пояса Аляски ставят в связь с последовательным внедрением самостоятельных мантийных магм — дунитовой, перидотитовой, пироксенитовой, горнблендитовой и др.

Образование пород гарибургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формации Урала исследователи связывают с процессами дифференциации соответственно ультраосновной и базальтовой магм, внедрение которых характеризует начальные фазы развития тектоно-магматического цикла. В зависимости от их количества выделяется и соответствующее количество разновозрастных формаций, хотя все они приурочены к одной и той же структурной зоне и практически трудно различимы между собой.

На примере Полярного Урала нами впервые была установлена блоковая природа гипербазитовых массивов и активная роль в формировании слагающих их пород процессов прогрессивного метаморфизма и метасоматоза (Морковкина, 1962, 1964, 1965, 1967). Данные процессы приурочены к межблоковым, краевым и внутренним тектоническим зонам пояса и протекали в уже рассланцованных серпентинитах, которые мы принимали тогда за продукт серпентинизации дунитов, сформированных на глубине.

На примере гипербазитов Полярного Урала выявлено также, что петрографическое разнообразие слагающих его пород обусловлено дегидратацией и перекристаллизацией серпентинитов, а также широким раз-

витием метасоматических процессов, которые по ведущему значению возникающего минерала были классифицированы нами как фельдшпатизация, поизитизация, пироксенизация и амфиболизация серпентинитов. В результате преимущественного развития метасоматоза возникла вся гамма ассоциирующих с гипербазитами пород — габброидов, пироксенитов, амфиболитов, мономинеральных амфиболитов, тогда как проявление дегидратации привело к образованию свежих существенно оливиновых пород — дунинов, оливинитов, гарцбургитов и энстатититов.

Было также установлено, что привнос Ca, Al, Na, Si и других участвующих в метасоматических процессах компонентов компенсировался в основном выносом воды.

Таким образом, интенсивные преобразования серпентинитов Полярного Урала отражают их длительное нахождение в зоне глубинного разлома и специфику геологического развития данного региона.

Аналогичная картина была выявлена при изучении некоторых массивов Среднего и Южного Урала (Яллинг-Нёр, Нуралы, Крака, Кимперсай и др.), в формировании пород которых активная роль принадлежит процессам метасоматоза.

Тем не менее процессам преобразования гипербазитов и выявлению их роли в формировании различных пород исследователи до сих пор уделяют мало внимания и не придают петрогенного значения из-за традиционного подхода к гипербазитам как интрузивам.

В этой связи перед нами стояла трудная задача определить роль метасоматических процессов в становлении гипербазитов других регионов и установить природу и сущность того субстрата, в котором эти процессы совершались. Объектом изучения были выбраны гипербазиты Малого Кавказа — молодой складчатой зоны, где процессы преобразования должны были проявиться в меньшей степени, чем на Полярном Урале, а следовательно, можно было ожидать наличия неизмененных первичных пород, которыми могли быть не только магматические дунины и перидотиты, но и серпентиниты.

Результаты выполненных нами петрографических исследований изложены в данной работе, в которой использованы некоторые материалы Г.С. Арутюняна, проводившего в тесном содружестве с нами геологическое изучение гипербазитов пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ СЕВАНСКОГО ПОЯСА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В пределах молодой складчатой зоны – Малого Кавказа гипербазиты и тесно связанные с ними габброиды образуют мощный пояс, протягивающийся через территорию Армении и Азербайджана за пределы Советского Союза. Слагающие его ультраосновные и основные породы в совокупности с комплексом основных эффузивов и радиоляритов до сих пор принимаются за единую магматическую или вулканоплутоническую офиолитовую формацию.

Объектом наших исследований были гипербазиты и тесно связанные с ними габброиды, пироксениты, амфиболиты и другие породы, ассоциация которых весьма сходна с альпинотипными гипербазитами Полярного Урала (Арутюнян, 1968) и других регионов.

Геологическое и петрографическое изучение гипербазитов Армении проводили многие исследователи (С.Б. Абовян, Г.С. Арутюнян, А.Т. Асланян, А.А. Габриелян, А.Г. Бетехтин, А.Л. Книппер, Ю.Л. Костанян, С.А. Паланджян, К.Н. Паффенгольц и др.). В большинстве случаев гипербазитовые массивы принимают за интрузивы базальтовой либо перидотитовой магмы, время становления которой определяется возрастом вмещающих толщ.

На общих геологических схемах Малого Кавказа ультраосновные массивы независимо от их величины, положения и состава слагающих пород выделяются как интрузивы. Так, согласно А.Т. Асланяну (1958), в пределах Армении ультраосновные массивы древнего возраста (условно кембрий – нижний силур) представлены в основном серпентинитами, залегающими в метаморфическом комплексе, а также интрузивами оливиновых пироксенитов, пироксенитов и габбро-пироксенитов, расположенными среди нижнепалеозойских монцонит-диоритов, с которыми они имеют противоречивые соотношения: то ультраосновные породы пересекаются жилами диоритов и монцонитов, то наоборот. Наиболее широко гипербазиты распространены в юрских и верхнемеловых осадочно-эффузивных толщах, базальные конгломераты которых содержат гальки перидотитов, дунитов и габброидов, на основании чего делается вывод о верхнемеловом-эоценовом возрасте гипербазитов. Массивы этого возраста образуют два пояса – Севано-Амасийский протяженностью более 220 км и Вединский. Интрузивы северо-западной части первого пояса А.Т. Асланян выделяет в Ширакско-Базумскую группу, а гипер-

базитовые интрузивы юго-восточной части пояса — в Аргунь-Севанскую, или собственно Присеванскую.

В целом мощный Севано-Амасийский пояс состоит из разновозрастных интрузивов, возникновение которых, по мнению А.Т. Асланяна, связано с трехкратным внедрением перидотитовой магмы: в турон-коньяке, в верхнем сеноне и в эоцене в соответствии с тремя этапами интенсивного прогибания Присеванской геосинклинали.

Для Вединского пояса, согласно А.Т. Асланяну, характерно обилие небольшого размера интрузивов и штокообразных тел ультраосновных пород, залегающих в вулканогенно-осадочной толще юрского и коньяк-туронского возраста, а также в карбонатных породах маастриха. Других особенностей массивов этого пояса Асланян не отмечает, так же как не рассматривает вопросы их образования.

На основании материалов личных многолетних исследований и обобщения литературных данных С.Б. Абоян (1966) считает, что все массивы указанных поясов — типичные интрузивы, в совокупности образующие единую габбро-перидотитовую формацию. Слагающие ее породы "в генетическом отношении представляют собой продукты дифференциации магмы из одного и того же, глубокозалегающего очага, причем дифференциация произошла на глубине". Не раскрывая смысла высказанного положения, Абоян принимает "кварцевые диориты за крайне кислые, а ультраосновные породы за крайне основные (ультраосновные) дифференциаты той же магмы, из которой образовались и габбро..." "...Среди габбро-перидотитовой формации, образование которой охватывает один магматический этап, наблюдается следующая последовательность в формировании пород: ультраосновные породы, габбро, кварцевые диориты. Пироксениты являются пегматоидными образованиями ультраосновной, а роговообманковые анортозиты — основной магмы" (Абоян, 1966, стр. 389).

С подобными довольно упрощенными представлениями о формировании сложно построенной и разнообразной по составу слагающих пород ассоциации вряд ли можно согласиться. По существу в выдвинутом С.Б. Абояном представлении сохранились все слабые стороны магматической концепции, усугубленной многими неясностями (состав исходной магмы, место ее дифференциации, механизм возникновения в резко различных объемах ультраосновных, основных и кислых производных за единый магматический цикл и др.). В цитируемой работе не нашли разрешения и такие вопросы, как источник воды для интенсивной серпентинизации массивов, слабое проявление экзоконтактового метаморфизма, отсутствие признаков ассимиляции и гибридизма, а также сложное внутреннее строение массивов и мигматитовые соотношения между составляющими их породами. В частности, нет объяснения, почему свежие дуниты и перидотиты в некоторых массивах слагают верхнюю, а серпентиниты — нижнюю части массива. Кроме того, образование габброидов и гипербазитов из единой магмы противоречит соотношениям между ними. Габброиды содержат линзовидные тела и полосы интенсивно рассланцованных и милонитизированных серпентинитов, которые связаны с габброидами постепенными переходами, секут-

ся их прожилками, а местами перемежаются с ними в виде "слоеного пирога", что доказывает образование габброидов в уже рассланцованных серпентинитах.

Все это свидетельствует о механическом приложении традиционной магматической концепции к объяснению происхождения пород офиолитового пояса без критического и объективного анализа фактического материала.

Много принципиально нового в познание строения и происхождения пород пояса внесли А.Л. Книппер и Ю.Л. Костаян (1964), впервые установившие тектоническое положение гипербазитовых массивов в Севано-Акеринском поясе и обосновавшие их заведомо досеноманский возраст.

Г.С. Арутюнян (1968), принимая гипербазиты Севанского пояса за интрузивы турон-коньякского возраста, впервые для Малого Кавказа обосновал метасоматическую апогипербазитовую природу габброидов и отметил сходство строения гипербазитовых массивов с полярно-уральскими.

А.Л. Книппер (1970) сделал попытку осветить сложные вопросы генезиса офиолитовой ассоциации, в том числе и габброидов, всей Альпийской зоны, включая Малый Кавказ. На большом геологическом материале им обоснована несостоятельность идеи интрузивного становления гипербазитов в пределах сиалической коры и правомерность представления, что ультраосновные и основные породы Альпийской зоны вместе с мезозойской вулканогенно-осадочной серией являются фрагментами океанического ложа. Офиолитовый пояс в целом состоит, по его мнению, из двух самостоятельных разновозрастных комплексов: эффузивно-радиоляритовой серии мезозоя и древнего метаморфического фундамента, сложенного в верхней части габброидами и габбро-амфиболитами, а в нижней - гипербазитами. Метаморфический фундамент образовался в догеосинклинальную стадию развития планеты, тогда как эффузивно-радиоляритовая серия открывает собой геосинклинальный цикл осадконакопления.

В более поздней работе А.Л. Книппер (1973) рассматривает офиолитовую ассоциацию Севано-Акеринского пояса в качестве серпентинитового меланжа, "внутри которого встречаются самые разнообразные по составу и происхождению породы и "цементом" им служат в различной степени серпентинизированные ультрабазиты" (Книппер, 1973, стр. 9). На основании изучения геологических разрезов Малого Кавказа, Аппенин, Кипра и других массивов А.Л. Книппер приходит к выводу, что во всех случаях в основании их лежат гипербазиты, средняя часть представлена габброидами, а сверху расположены базальты и радиоляриты. Образование меланжа, по его мнению, "не ограничено каким-либо одним интервалом времени. Его формирование импульсивно и связано с этапами тектонических сжатий, во время которых серпентинитовый меланж вновь приходит в движение, усложняет свою внутреннюю структуру и, захватывая новые отторженцы, изменяет свой внутренний состав" (там же, стр. 11).

Признавая активную роль тектоники в современном положении гипербазитов, все же трудно принять гипербазиты Малого Кавказа за серпентинитовый меланж, так как это понятие исключает какую-либо закономерность формирования составляющих его пород и генетическую связь между ними.

В действительности же устанавливается, что массивные дуниты и перидотиты — не тектонические отторженцы мантийных гипербазитов, как это полагает А.Л. Книппер, а продукт избирательной дегидратации самих серпентинитов. Метасоматическое образование габброидов, рондингитов, гранатовых амфиболитов и других пород не вызывает сомнения. Нередко метасоматические породы связаны с серпентинитами постепенными переходами и мигматитоподобными соотношениями. Несмотря на различие физических свойств они ведут себя при тектонических напряжениях по-разному: массивные метасоматиты остаются в виде своеобразных будин, тогда как серпентиниты приобретают рассланцевание, милонитизацию, обтекают будины, которые, возможно, крутятся и несколько перемешаются в них, теряя первичные соотношения, но не генетическую связь с серпентинитами.

Между тем тонкополосчатое строение габброидов, перидотитов и амфиболитов, выдержанное субширотное простирание полосчатости, постепенные переходы между ними и серпентинитами, а также гигантозернистое строение метасоматитов с явлениями преобразования серпентинитов в контактах опровергают мнение о принадлежности пород к меланжу. В этой модели остаются также непонятными причина, место и время образования серпентинитов, захват ими мантийных пород, а также отсутствие признаков течения или движения серпентинитов, поскольку даже их интенсивно рассланцованные разности сохраняют пестчатую структуру и крупные таблички бастит без признаков катклаза.

Все это показывает, что породы гипербазитовой ассоциации генетически связаны между собой, а их формирование подчинено определенной закономерности, выявление которой — одна из насущных задач современной геологии и петрологии.

СООТНОШЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

На территории Армении гипербазиты сосредоточены в пределах Севано-Акеринской тектонической зоны, сложенной карбонатными и вулканогенно-терригенными образованиями мела в виде обособленных массивов, вытянутых в цепочки юго-восточного простирания (рис. А). В северо-западном конце этой зоны гипербазиты образуют узкие пластобразные тела вдоль тектонической зоны с вулканогенной толщей палеогена.

В метаморфических сланцах (бассейн р.Дзорогет) гипербазиты прослеживаются в виде узких полос, линзовидных тел и крупных блоков, в краях которых серпентиниты интенсивно милонитизированы и брекчированы.

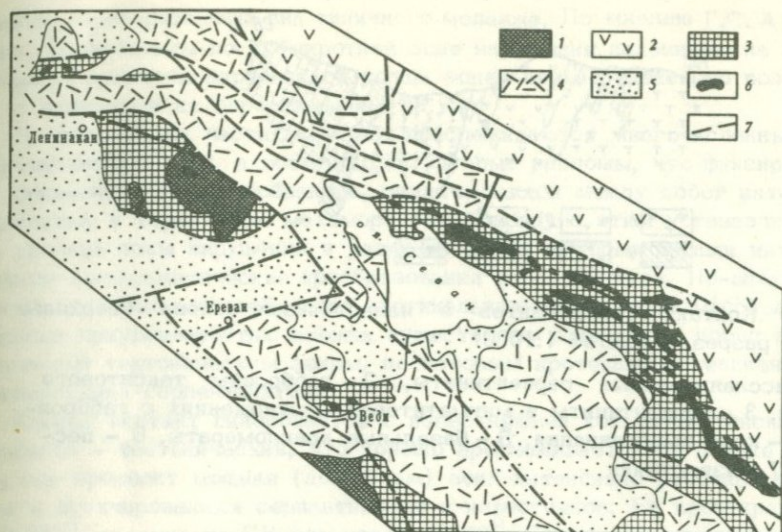


Рис. А. Схема расположения гипербазитов на Малом Кавказе (по материалам А.А.Габриеляна, Р.А.Аракеляна, Г.С.Арутюняна и др.)

1 - метаморфический комплекс, 2 - осадочно-вулканогенные толщи юры - нижнего мела, 3 - карбонатные и вулканогенные образования мела, 4 - вулканогенные и терригенно-карбонатные фации мела-неогена, 5 - вулканогенные образования неогена и четвертичные отложения, 6 - гипербазиты, 7 - крупные тектонические нарушения

Наши исследования проводились в пределах Вединского пояса, Севанского хребта и на территории Азербайджана (массивы Левчай, Чайкенд, Шуша и др.).

Всюду гипербазиты находятся в тектонических соотношениях независимо от формы и величины массивов и характера вмещающих пород. Даже в тех случаях, когда массивы имеют видимость интрузивов, при детальном исследовании выявляется, что приуроченные к тектоническим контактовым зонам процессы метасоматоза преобразовали серпентиниты и вмещающие породы, в результате чего возникли ложные экзоконтактовые ореолы.

Нами совместно с Г.С. Арутюняном наиболее детально изучен Джил-Сатанахачский массив, расположенный в пределах Севанского хребта. Массив площадью более 100 кв. км вытянут в субширотном направлении и сложен преимущественно серпентинитами с подчиненным значением дунитов, габброидов и кварцевых диоритов.

В вертикальном разрезе от подножья массива до водораздельного хребта прослеживается своеобразная зональность гипербазитов, выраженная чередованием серпентинитов с массивными дунитами и перидотитами. Характерно, что нижняя часть массива сложена серпентинита-

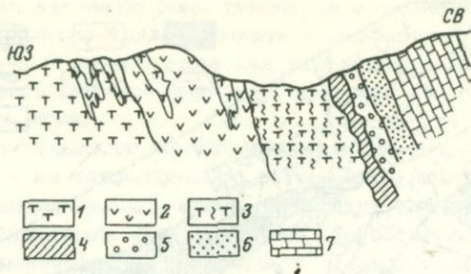


Рис. Б. Контакт гипербазитов с известняками сенона (верховье р. Дара, разрез, масштаб 1:1000)

1 – рассланцованные серпентиниты, 2 – габброиды такситового строения, 3 – серпентиниты в мигматитовых соотношениях с габброидами, 4 – кора выветривания, 5 – базальные конгломераты, 6 – песчаники, 7 – известняки

ми, которые вверх сменяются свежими дунитами, образующими полосу мощностью 0,7–1,2 км. Залегающие на них интенсивно рассланцованные серпентиниты на водоразделе снова сменяются свежими дунитами и гарцбургитами, содержащими неправильной формы тела и полосы энстатитов. Эти данные опровергают установившееся мнение о приуроченности серпентинитов к апикальным частям массивов.

С севера и северо-востока массив ограничен известняками верхнего сенона, которые лежат на размытой поверхности гипербазитов, а местами на их коре выветривания, т.е. северный контакт массива стратиграфический (рис. Б).

Как видно из разреза, серпентиниты переходят сначала в габброиды, содержащие многочисленные тела и полосы серпентинитов, а затем в рассланцованные серпентиниты с мигматитоподобным развитием габброидов, играющих подчиненную роль. Ближе к контакту они переходят в зеленовато-бурую кору выветривания (мощностью до 5 м), на размытой поверхности которой лежат базальные конгломераты, состоящие из гальки серпентинитов и габброидов, изредка – из спилитов. Конгломераты постепенно переходят в песчаники, состоящие из материала пород массива, выше – в известняки.

Из приведенного разреза устанавливается, что до образования верхнесенонских известняков полностью сформированная гипербазитовая ассоциация выступала на дневную поверхность, испытывала выветривание и служила источником сноса материала для образования конгломератов и песчаников. Тем самым исключается интрузивное становление массива в верхнесенонских известняках, которые не определяют и время его тектонического перемещения.

Южный контакт массива преимущественно тектонический с мощной зоной развальцевания и брекчирования вмещающих пород и серпен-

тинитов, приобретающих вид типичного меланжа. По мнению Г.С. Арутюняна, гипербазиты по субширотной зоне нарушения надвинуты на различные горизонты карбонатной толщи эоцен-верхнесенонского возраста с явлениями их опрокидывания на юг.

В центральных частях массива прослеживаются многочисленные тектонические зоны, а возможно, и крупные разломы, что фиксируется сонахождением гипербазитов, различающихся между собой интенсивностью и характером метаморфизма. Наряду с этим устанавливают древние зоны нарушения и разломы, вдоль которых прошли интенсивные метасоматические преобразования серпентинитов. По-видимому, отмеченная выше своеобразная вертикальная зональность массива обусловлена приуроченностью свежих существенно оливиновых пород к субширотным тектоническим зонам, по которым протекала интенсивная дегидратация серпентинитов.

Южный контакт гипербазитов с известняками коньяк-сантонского возраста — тектонический, что хорошо прослеживается по долине р. Дара, где проходит мощная (до 0,5 км) зона интенсивно рассланцованных и брекчированных серпентинитов и известняков. Ее простирание $280-300^{\circ}$, падение на СВ под углом $55-50^{\circ}$. Среди развальцованных серпентинитов находятся многочисленные различной формы и величины (от 0,03 до 1,5 м в поперечнике) будины плотного серпентинита, завернутые в многочислущатые оболочки развальцованного серпентинита.

Выше по долине р. Дара серпентиниты выклиниваются и на них надвинута эффузивно-осадочная толща неопределенного возраста. Она представлена красновато-коричневыми и серыми глинистыми сланцами, их окварцеванными разностями, яшмами, измененными порфиритами и мандельштейнами, неравномерно карбонатизированными. Среди рассланцованных и милонитизированных пород этой толщи встречаются клинообразные тела серпентинитов, частично окварцеванных или полностью превращенных в черно-зеленые яшмовидные породы, а также небольшие линзовидные тела конгломератов, состоящих из крупной гальки серпентинитов. Эффузивно-осадочную толщу перекрывает мощный (до 120 м) слой конгломератов, для которых типичны следующие особенности.

Слагающие их обломки имеют различную величину (от 5 см до 1,5 м в поперечнике) и форму — округлую, эллипсоидальную, цилиндрическую и угловатую. Они плотно соприкасаются между собой, а местами сцементированы осадочным материалом. В конгломератах отсутствуют признаки сортировки материала и в вертикальном направлении и по простиранию. Слагающая их галька представлена серпентинитом ярко-красного цвета, различными габброидами, реже альбититом и жадеитом. Поражает отсутствие галек пород эффузивно-осадочной толщи и известняков.

Каждая галька независимо от формы и размера завернута в многочислущатую оболочку развальцованного серпентинита, как это типично для будин в тектонических зонах. У многих из них внутренняя часть

имеет зональное сложение: ядро состоит из плотного дисперсного серпентинита, пироксенита, иногда габбро, окруженного концентрическими зонами серпентинита, различающихся цветом, формой и величиной серпентиновых минералов. Нередко зоны разделены узкой каймой магнетита. Цементирующая масса присутствует в незначительном количестве, состоит из серпентина, карбоната, хлорита и глинистой массы, местами пронизана прожилками цеолитов, алибита и пренита, которые не прослеживаются в гальках.

Таким образом, ультраосновные конгломераты в данном разрезе имеют признаки тектонических брекчий и осадочных образований. О способе их образования можно судить по разрезу р.Шишкая, где аналогичные конгломераты образуют мощный слой между подстилающими их породами вулканогенно-осадочной толщи и гипербазитами, слагающими водораздельный хребет. В вертикальном разрезе обнаруживается ясно выраженная слоистость конгломератов с чередованием крупнообломочного материала с песчаниками и алевролитами. Конгломераты состоят из ярко-красного серпентинита, габброидов, а также кварцевых диоритов, горнblendита и пород подстилающей толщи. Галька плохо окатана, нередко она угловатой формы и, как правило, лишена "рубашки" серпентинита, а цементирующая глинисто-песчаная масса плотно обволакивает каждый обломок.

Различие в строении ультраосновных конгломератов в двух разрезах, расположенных на расстоянии 20–15 км один от другого, свидетельствует о неодинаковом геологическом строении этих районов и специфике режима сноса в каждом.

В западной части региона (долина р.Дара) на дневную поверхность выступали главным образом интенсивно нарушенные серпентиниты с многочисленными зонами тектонических брекчий, служивших главным источником материала для конгломератов. В близко расположенные бассейны он сносился бурными потоками, в результате чего галька и будины из тектонических брекчий не утратили "рубашки" из развалцованного серпентинита.

В восточной части региона на дневную поверхность выступали преимущественно габброиды и кварцевые диориты, материал которых разрушался и транспортировался медленно с сезонной сортировкой.

Следовательно, в период нижнего мела гипербазитовая ассоциация выступала на дневную поверхность в виде горной гряды, подвергалась выветриванию, интенсивному разрушению, особенно в тектонически ослабленных зонах, и служила источником материала для конгломератов. Все это доказывает заведомо домеловой возраст гипербазитов, габброидов и кварцевых диоритов и невозможность их интрузивного становления ни в меловых, ни в эоценовых толщах.

С другой стороны, приведенный материал подтверждает тектонический характер южного контакта, поскольку конгломераты в районе р.Дара лежат на породах эффузивно-осадочной толщи и выше гипербазитов, а в районе р.Шишкая подстилают гипербазиты, которые находятся в конгломератах в виде крупных тел, возможно олистостром.

Многие исследователи (С.Б. Абовян, С.А. Паланджян, К.Н. Пафенгольц и др.) в качестве доказательства интрузивного образования гипербазитов приводят явления экзоконтактового метаморфизма, якобы наблюдаемые около массивов. Однако проведенные нами детальные исследования контактовых зон показали ошибочность указанных представлений, что подтверждается изложенными ниже материалами.

Экзоконтактовая зона хорошо выражена в подошве пластообразного тела гипербазитов мощностью около 50 м, залегающего среди вулканогенных пород мела. Контактная зона имеет следующее строение (рис.В).

1. Типичный для региона серпентинит петельчатой и пластинчато-листовой структуры, в котором неравномерно распределены зерна оливина, таблички бастита, акцессорный хромит и магнетит.

2. Тот же серпентинит, но интенсивно рассланцованный и милонитизированный.

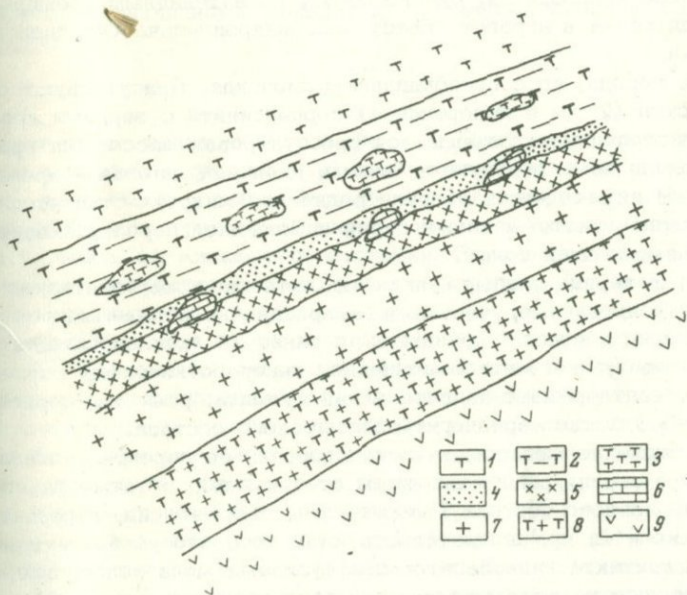


Рис. В. Контакт гипербазитов с вулканитами мела (разрез; масштаб 1:50)

1 - серпентиниты; 2 - то же, интенсивно милонитизированные; 3 - плотные петельчатые серпентиниты; 4 - дисперсный субстрат, участками перекристаллизованный; 5 - тонкозернистый родингит с карбонатом; 6 - карбонатная порода, 7 - родингит; 8 - родингит в смеси с серпентиновыми минералами; 9 - вулканиты

3. Плотный, дисперсного сложения серпентинит петельчатой структуры, богатый магнетитовой пылью, сохранившийся в виде неправильной и угловатой формы участков и будин с плоскостями скольжения по всей поверхности среди рассланцованного хризотилового серпентинита.

4. Тот же дисперсный субстрат с явлениями перекристаллизации в хризотил-лизардит-бруситовый агрегат различного строения.

5. Светло-серая опоквидная порода микротакситового строения; состоит из микрозернистой смесиgrossуляра, серпентинов, плотной буроватой массы карбоната и лучистого диопсида. В участках раскристаллизации порода приобретает зернистое строение и состав типичного родингита, содержит реликты петельчатого серпентинита, продукты его перекристаллизации и прожилки пренита.

6. Плотная карбонатная порода, образующая неправильной формы участки вдоль границы родингита и дисперсного серпентинита, представлена, судя по спектральным анализам, доломитом. В ней присутствуют хромит, игольчатый диопсид, grossуляр и пренит, образующие самостоятельные участки, нередко в ассоциации с актинолитом.

7. Тонкозернистая grossуляровая масса белого и светло-зеленого цвета, в шлифе непрозрачна, бурого цвета, по нитевидным трещинкам раскристаллизована в агрегат grossуляра, микроигольчатого диопсида и серпентина.

8. Та же порода, но с преобладанием диопсида. Присутствуют округлые участки (2 мм в поперечнике) серпентинита с зёрнами хромита. С краев серпентинит замещается grossуляровой массой, на границе с которой по нему образуются каемки диопсида; иногда — прожилки брейнерита. В нижней части разреза родингита микроучастки рассланцованного серпентинита, а также бурой яшмовидной породы, сходной с разностями вмещающей толщи.

9. Обычные черно-зеленые вулканиты, интенсивно карбонатизированные и хлоритизированные, участками окварцованные и пренитизированные.

Таким образом, порода, принимаемая ранее за экзоконтактовую, оказывается продуктом метасоматической переработки самих серпентинитов, что подтверждает наличие в ней хромита, реликтов серпентинита, а также участков брейнерит-доломитового состава.

Плотное строение метасоматической породы, ее перекристаллизация с укрупнением структуры и очищением от примесей, а также разнообразие минерального состава (хлорит, лучистый диопсид, карбонаты, пренит, актинолит и др.) свидетельствуют о том, что узкая тектоническая зона контакта гипербазитов с эффузивами мела долгое время служила проводником метаморфизирующих растворов и тепла, производивших метасоматическую переработку серпентинитов. Минеральный состав родингитов, присутствие в них серпентина и актинолита, микрокристаллическое строение породы и локализация ее в узкой зоне указывают на глубинный характер процессов метасоматоза.

Наличие в контакте гипербазитов пород резко иного минерального состава не может служить веским доказательством интрузивного становления гипербазитов.

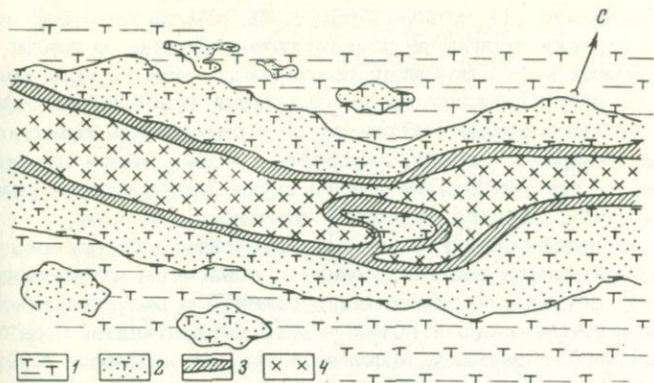


Рис. Г. Соотношение родингита с серпентинитами (массив Шоржа, разрез; масштаб 1:30)

1 - серпентинит рассланцованный; 2 - дисперсный субстрат (субсерпентинит); 3 - то же, слабоперекристаллизованный, карбонатизированный с миндалинами халцедона, прожилками пренита и цеолитов; 4 - родингит

Этот вывод подтверждается широким развитием аналогичных пород непосредственно в гипербазитах центральной части массива, где они также приурочены к зонам нарушения. Так, например, в виде полос и жилородных тел различной ширины и протяженности, которые можно легко принять за жилные образования. Однако соотношения их с серпентинитом и присутствие его реликтов среди родингитов указывает на их метасоматическое образование.

Приведем разрез через одно из тел родингита в серпентинитах (рис. Г). Как видно, полоса родингита находится в интенсивно рассланцованных и милонитизированных хризотилowych серпентинитах (1), содержащих неясные участки, угловатые и неправильной формы реликты плотного, почти аморфного серпентинита, в котором серпентиновые минералы диагностируются только вдоль полигональных трещинок, а также в отдельных участках и прожилках (рис. 1)*. Плотная, дисперсная порода, условно названная нами субсерпентинитом (2), постепенными переходами связана с хризотилowym серпентинитом, который, как будет видно ниже, является продуктом ее перекристаллизации.

Непосредственно на контакте с родингитом субсерпентинит интенсивно карбонатизирован, участками преобразован в листовато-игольчатый агрегат хризотила, содержит многочисленные миндалевидные микрообразования (0,01 м в диаметре) халцедона, пренита, хлорита и карбоната (3). Подобная кайма наблюдается и вокруг ксенолита субсер-

* Рис. 1-60 помещены в конце книги.

пентинита в родингите (4), который имеет светло-серую с зеленоватым оттенком окраску и плотное опоксидное строение. В шлифе это — бурая, непрозрачная масса без ясно выраженных минеральных индивидов. В участках раскristаллизации и осветления в ней диагностируются гроссуляр, гидrogроссуляр, игольчатый и микрозернистый диопсид, серпентиновые минералы, хлорит, карбонат, а также зерна хромита и магнетита. Кроме того, в породе присутствуют микрореликты петельчатого серпентинита, черного от обилия магнетитовой пыли.

Как видно из приведенного материала, диопсид-гроссуляровая порода среди серпентинитов весьма сходна с родингитом из контактовой зоны; в обоих случаях ее образование связано с метасоматическим преобразованием дисперсного и петельчатого серпентинита. Следовательно, независимо от формы и положения тел, их мощности и протяженности родингиты фиксируют тектонические нарушения, в которых наиболее интенсивно протекали процессы метасоматоза.

Широкое развитие пироксен-гроссуляровых пород в гипербазах Шоржинского массива отмечал еще П.И. Лебедев (1928), обративший внимание на многообразие типов серпентинитов, среди которых наиболее широко распространены черные, зеленые и красновато-желтые разновидности. Цепочки и полосы пироксен-гранатовых и арагонитовых пород приурочены, по данным Лебедева, к зеленым змеевикам, а арагонит, диопсид и гроссуляр развиваются в ячейках низкополяризующего серпентина в связи с метасоматическими процессами.

Родингиты в серпентинитах Малого Кавказа распространены широко и их образование прослеживается от появления в микрорассланцованном плотном серпентините нитевидных прожилков и полосок (рис. 2,а) до образования мощных полос, неправильных и округлых тел. Нередко родингиты переходят в метасоматические брекчии (рис. 2,в), в которых диопсид играет незначительную роль, образуя в плотной гроссуляровой массе игольчатые кристаллы, а в серпентините — крупные пойкилобласты. Часто родингит находится с серпентинитом в мигматитоподобных соотношениях (рис. 2,б).

Из приведенного материала выявляется гетерогенность серпентинитов, среди которых находятся реликты, будины и участки более раннего, дисперсного и слабопетельчатого серпентинита. Характер развития в них родингитов дает основание говорить об их родингитизации, т.е. о метасоматическом процессе их преобразования. Возникающие при этом родингиты имеют резко изменчивый минеральный состав — от мономинеральных гранатитов до пироксенитов, а также такситовое строение от скрытокристаллического до гигантозернистого. В отдельных разновидностях кристаллы диопсида, реже гроссуляра достигают 12 см в длину.

Контакт серпентинитов с известняками кампана хорошо прослеживается в долине ручья к северу от с. Караиман, где он имеет следующее строение (рис. Д).

Известняки (1) и подстилающие их конгломераты и песчаники (2) лежат на интенсивно рассланцованных серпентинитах (3), содержащих различной величины будины плотного слабопетельчатого серпентини-

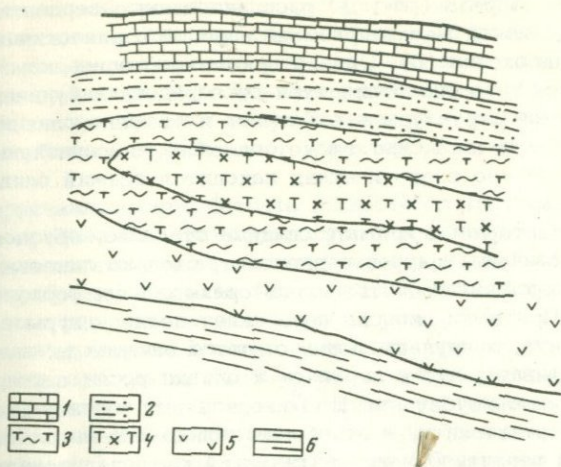


Рис. Д. Контакт серпентинитов с известняками кампана (разрез; масштаб 1:200)

1 - известняки; 2 - конгломераты и песчаники кампана; 3 - рассланцованный серпентинит с будинами дисперсного субстрата; 4 - то же, с пойкилобластиками клинопироксена; 5 - серпентинит с оливином в ячейках; 6 - хризотилковый серпентинит массивного сложения

та, завернутые в оболочку развальцевания с плоскостями скольжения по всей поверхности будины. Слагающий их серпентинит содержит неравномерно распределенные таблички бастита и порфиروбласти диопсида, расположенные часто поперек к поверхности будины. Одна из таких будин (4) имеет форму выклинивающейся полосы или мощной (3,5 м) линзы, один конец которой незаметно исчезает в серпентините, а другой отделен оболочкой развальцевания. Слагающая ее порода представлена плотным дисперсным субстратом порфировидного строения за счет беспорядочно распределенных пойкилобластов диопсида (рис. 3).

При микроскопическом изучении выявляется, что черный от микровключений рудного вещества диопсид пронизывает всю дисперсную ткань субстрата, как бы цементируя его округлые участки и создавая структуру метасоматической брекчии (рис. 4). Развитие диопсида начинается с образования микроигльчатого и зернистого агрегата, который разрастается в более крупные участки. В дальнейшем они в результате собирательной перекристаллизации и выравнивания состава преобразуются в крупные (до 12 см) пойкилобласти диопсида с многочисленными включениями субстрата. Пойкилобласти вытянуты в виде прерывистых полосок, что придает породе тонкополосчатое строение. Обильное рудное вещество, скорее всего гематит, окрашивает породу в темно-красноватый цвет, чем она резко выделяется среди черных серпентинитов.

В нижней части разреза (рис. Д) рассланцованные серпентиниты (3) сменяются массивной мелкозернистой породой с аналогичными пойкилобластами пироксена (5). Однако при микроскопическом изучении устанавливается, что она отличается от перидотита будины (4) наличием петельчатой структуры в субстрате и свежего оливина в ячейках. Пойкилобласты диопсида также содержат многочисленные включения субстрата, но в его ячейках находится свежий оливин (рис. 5).

Для породы характерно микрогнейсовидное строение, обусловленное не столько расположением шнуров серпентина, сколько линзовидной формой ячеек дисперсного вещества и повторяющими их форму зернами свежего оливина. При этом диопсид пересекает петли, шнуры и гнейсовидность субстрата, а крупные зерна свежего оливина их затупивают. Это показывает, что и пироксен и оливин росли в твердом и микрорассланцованном субстрате. По минеральному составу данная порода соответствует верлиту, и ее обычно принимают за слабосерпентинизированный верлит. Однако фактический материал показывает, что ее образование связано с процессом пироксенизации и сопровождающей его избирательной дегидратацией дисперсного, лишенного кристаллической фазы субстрата и петельчатого серпентинита.

Ниже по разрезу (рис. Д) верлит незаметно переходит в хризотилитовый серпентинит (6), в котором находятся многочисленные реликты дисперсного субстрата с ясно выраженными последовательными стадиями его перекристаллизации в окружающий серпентинит. Перекристаллизация субстрата прослеживается от появления микрошнуров и прожилков серпентинитовых минералов до образования участков и полос типичных серпентинитов разнообразной структуры и текстуры (рис. 6, а). В данном случае морфология проявления перекристаллизации сходна с мигматизацией, что свидетельствует о приуроченности перекристаллизации к трещинкам субстрата, по которым происходило его прогревание. Представляет интерес образование скоплений магнетита в кристаллической фазе, что опровергает общепринятое мнение о связи магнетита в серпентинитах с высвобождением железа в ходе серпентинизации оливина.

В других случаях перекристаллизация дисперсного субстрата выражается развитием хризотилового агрегата вдоль полигональной трещиноватости субстрата (рис. 6, б).

Перекристаллизация сопровождается образованием серпентинитов брекчиевидной, полосчатой, пятнистой и других структур и текстур, типичных для метасоматических и метаморфических пород.

Фактический материал дает представление о гетерогенности серпентинитов и наиболее раннем их представителе — дисперсном субстрате, лишенном кристаллической фазы. Ее появление обязано перекристаллизации субстрата, приводящей в конечном итоге к образованию характерных для пояса серпентинитов. Их мигматитоподобные соотношения с субстратом, а также различная степень его преобразования создают не заметную на первый взгляд неоднородность серпентинитов, которая возрастает в связи с проявлением сопряженных с пе-

рекристаллизацией процессов метасоматоза и дегидратации субстрата. Это неоднородность состава сказывается и на физических свойствах серпентинитов, в результате чего они по-разному реагируют на тектонические процессы. В результате расщепления и милонитизации серпентиниты приобретают облик брекчии или меланжа, где участки плотного субстрата приобретают характер будин и 'посторонних включений.

Перекристаллизация субстрата вызывается многими причинами, поэтому ее проявление многократно, одновременно и различно по длительности и интенсивности, что весьма затрудняет выяснение природы и времени образования всех пород гипербазитовой ассоциации.

Метасоматические породы почти всегда содержат серпентиновые минералы, образование которых можно трактовать по-разному, если нет реликтов субстрата. Расположение метасоматических пород в краевых зонах массивов создает впечатление экзоконтактных ореолов, а в центральных зонах — самостоятельных и интрузивных пород.

В гипербазитах водораздельной части Севанского хребта широко распространены фельдшпатизация, пироксенизация и амфиболизация субстрата, морфология развития которых имеет одинаковый мигматитовидный характер, хотя степень интенсивности каждого процесса различна в каждом конкретном участке массива.

Амфиболизация серпентинитов весьма своеобразна и полифазальна, приурочена к трещинам и зонам нарушения и выражается развитием различных видов амфибола: актинолита, тремолита, антофиллита, обыкновенной роговой обманки, разностей, богатых титаном, щелочами, хромом, и т.д. Отчетливо прослеживается переход тонких прожилков и полосок в мощные полосы и тела мономинеральных и полиминеральных амфиболовых пород различного сложения.

Процессы карбонатизации серпентинитов, приводящие к образованию лиственитов, карбонатитов и карбонат-серпентиновых пород, также контролируются тектоникой, но более молодой, чем фельдшпатизация.

Все это показывает, что развитие метасоматических пород в гипербазитах может служить важным признаком для восстановления древней тектоники в каждом конкретном массиве и истории геологического развития региона в целом.

МАЛОМОЩНЫЕ ПОЛОСЫ И БЕСКОРНЕВЫЕ ТЕЛА СЕРПЕНТИНИТОВ

Во многих случаях гипербазиты, преимущественно серпентиниты, образуют лентовидные пластовые тела (мощностью до 50 м) в различных породах эффузивно-осадочной толщи. В Вединском поясе серпентиниты встречаются в виде клинообразных, округлых и неправильных тел, крупных блоков и линз среди пород красноцветной толщи и габброидов. На водораздельной части Дзорогетского хребта серпентиниты вместе с родингитами и пироксенитами наблюдаются в виде ряда узких пластообразных тел среди интенсивно расщепленных пород эффузивно-осадочной толщи. Такие тела часто принимают за апофизы скрыто-

го на глубине интрузива гипербазитов и приводят в качестве доказательства становления перидотитовой магмы в окружающих породах.

Проведенные нами совместно с Г.С. Арутюняном исследования показывают, что во всех случаях тела гипербазитов имеют тектонические соотношения с вмещающими их породами, что выражено зонами интенсивного рассланцевания и милонитизации серпентинитов, а изредка и ассоциирующих с ними пород. Кроме того, в зонах рассланцевания находятся будины плотного субстрата и метасоматических пород, которые завернуты в многослойную оболочку развальцованного серпентинита, как это типично для тектонических зон.

Например, в алевритовых сланцах, перемежающихся с яшмами, находится пластообразное тело серпентинита протяженностью около 1 км и шириной 30–35 м. В его основании серпентиниты превращены в тектоническую брекчию, а выше пронизаны прожилками пренита, диопсида, карбоната и цеолитов, нигде не выходящих за пределы тела. Это, а также отсутствие признаков экзоконтактового воздействия на сланцы и тем более на яшмы, противоречат представлению о данном теле как об апофизе крупного погребенного гипербазитового интрузива.

Небольшой массив серпентинитов, расположенный к востоку от с.Дара, привычно рассматривался в качестве интрузива сенонского возраста, генетически связанного с мощным Джил-Сатанахачским массивом. Однако в результате проведенных исследований установлено, что указанный небольшой массив представляет собой тектоническую пластину, надвинутую совместно с прилегающими досенонскими образованиями на породы верхнего мела, с опрокидыванием вышележащих пород эоцена.

В роговообманковых сланцах района бассейна р.Дзорогет находится блок родингита (100 × 30 м), заключенный в оболочку развальцованного серпентинита, перемещенный скорее всего из расположенного вблизи массива гипербазитов, в которых широко распространены пироксениты и родингиты.

Тектоническое перемещение серпентинитов из габброидов выявляется в обнажениях долины р.Памбак. Здесь габброиды образуют в серпентинитах многочисленные полосы, жилородные тела, неправильной формы участки, т.е. находятся с ними в мигматитоподобных соотношениях. Естественно, что при небольших сжатиях, а тем более во время складчатости серпентиниты могут выскальзывать из габброидов, освобождая пространство и способствуя их соединению. Однако подобные явления устанавливаются только в случаях небольшого перемещения серпентинитов, тогда как при значительной амплитуде перемещения они теряют связь с местом первоначального нахождения и приобретают характер бескорневых тел и посторонних включений в различных по составу и возрасту окружающих породах.

Определить возраст непосредственно гипербазитов почти невозможно, так как практически они лишены калия и аргона. Их тектонические соотношения с фаунистически охарактеризованными окружающими породами дают основание судить лишь о заведомо домеловом возрасте самих гипербазитов, так как в период нижнего мела они были полностью консолидированы и выходили на земную поверхность.

Многие исследователи (С.Б. Абовян, А.Т. Асланян, К.Н. Лаффенгольц и др.) возраст гипербазитов ставят в связь с возрастом вмещающих толщ, считая, что именно в них происходило становление интрузивов.

Более объективны и надежны в этом отношении косвенные данные о радиологическом возрасте минералов магматических и метасоматических пород, секущих гипербазиты и тем самым достоверно определяющих их верхнюю возрастную границу.

Г.Д. Афанасьев и И.В. Борисевич (1966) на основании многочисленных косвенных радиологических данных доказывают докембрийский возраст гипербазитов (серпентинитов) различных регионов, предполагая, что ультраосновной магматизм имел скорее всего планетарный характер и отвечает наиболее крупным этапам геологического развития планеты. По приведенным ими данным, абсолютный возраст гипербазитов Альпийской зоны (Кветта) 1500 млн. лет, Северного Кавказа 1950-950, Полярного Урала 2200-600, Седбери 1700-1200 млн. лет.

А.В. Пейве (1969) считает офиолиты Альпийской зоны также докембрийскими образованиями, так как абсолютный возраст их определяется в 3800, 2850 и 1250 млн. лет, а вмещающие гипербазиты породы фиксируют лишь время тектонического становления массивов.

Представления о древнем возрасте гипербазитов Альпийской зоны согласуется с приведенными нами выше геологическими материалами о заведомо домеловом возрасте гипербазитов Севанского хребта. Важное и принципиальное значение приобретают новые данные о их радиологическом возрасте, полученные на основании определения калий-аргоновым методом возраста слюды в плагиогранитах, пересекающих серпентиниты (Морковкина, Арутюнян, 1971).

В верховье р.Памбак, примерно в 5 км от с. Памбак, в расщепленных и катаклазированных серпентинитах находится жиллообразное тело плагиогранитов шириной около 5 м и протяженностью 20-25 м. Простирается тела СВ-ЮЗ, падение СЗ 300°, под углом 60-65°. Около плагиогранита серпентиниты оторочены реакционной актинолит-тремолитовой каймой мощностью 10-30 см. В 200 м к юго-востоку от него расположено жиллоподобное тело биотитсодержащего плагиогранита. Его мощность до 3,5 м, видимая протяженность 35-40 м, падение на СЗ 340°, под углом 55-60°. В экзоконтакте серпентиниты неравномерно амфиболизованы, местами оталькованы и карбонатизированы.

Плагиограниты имеют сходный минеральный состав: плагиоклаз № 30-38, кварц, небольшое количество амфибола; плагиоклаз частично альбитизирован и серицитизирован. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, изредка циркон.

Биотит, в одной, а мусковит – в другой разновидности плагиогранитов образуют крупные кристаллы между зернами плагиоклаза и кварца с признаками их замещения, тесного срастания и прорастания. Не исключено, что оба минерала – вторичные более поздние образования, связанные с наложенными процессами щелочного метасоматоза.

Определения абсолютного возраста биотита и мусковита из плагиогранитов в лаборатории ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом дали следующие результаты:

биотит: калия 6,33%, радиогенного аргона $74,8 \pm 1,6$ нг/г;

$\text{Ar}_{\text{рад}}^{40} / \text{Ar}_{\text{общ}}^{40} = 74,75\%$; возраст 168 ± 8 млн. лет;

мусковит: калия 6,74%, радиогенного аргона $79,6 \pm 1,6$ нг/г;

$\text{Ar}_{\text{рад}}^{40} / \text{Ar}_{\text{общ}}^{40} = 73,75\%$; возраст 168 ± 8 млн. лет.

Согласно принятой радиологической шкале 1964 г., по полученным результатам возраст биотита и мусковита определяется как среднеюрский. Поскольку он определен по двум минералам из разных жил плагиогранита, идеальная сходимости величин заставляет относиться к ним с полным доверием.

Но если возраст плагиогранитов среднеюрский, то серпентиниты, а тем более перидотиты и дуиниты должны иметь значительно более древний возраст, так как к моменту появления плагиогранитов они претерпели расщепление, что подтверждают реакционные каемки тремолита и актинолита по расщепленным серпентинитам. Отсюда неизбежен вывод, что заведомо доюрские гипербазиты не могли образовать интрузивы в юрских, меловых и тем более в эоценовых толщах. Более того, древний возраст серпентинитов противоречит применению к гипербазитовым массивам термина "протрузии" в том понимании, что это полностью сформированные интрузивы, но тектонически несколько перемещенные, в результате чего их первично интрузивные контакты с вмещающими породами оказались сорванными.

В самом деле, если серпентиниты имеют заведомо досреднеюрский возраст, то их формирование происходило на значительной глубине, за пределами вулканогенно-осадочных образований юры-эоцена, общая мощность которых исчисляется в 8–9 км (Асланян, 1958). Следовательно, формирование гипербазитов в том виде, в каком они находятся в настоящее время, происходило на глубине более 8 км и до образования мезозойских геосинклинальных толщ. Эти данные подтверждают представление о гипербазитах, как о фундаменте для геосинклинальных образований (Пейве, Книппер и др.).

Учитывая радиологический возраст габбро-пегматитов в гипербазитах Чайкендского массива (480 млн. лет; Книппер, 1973), можно полагать, что гипербазиты, в том числе серпентиниты, – самые древние породы офиолитового пояса малого Кавказа и их возраст не определяют те породы, в которых они расположены в настоящее время.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ, НАЛИЧИЕ В НИХ РЕЛИКТОВ ДИСПЕРСНОГО СУБСТРАТА И ХАРАКТЕР ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

В приведенных выше материалах отмечены гетерогенность серпентинитов и наличие в них более раннего дисперсного субстрата, лишённого кристаллической фазы и, следовательно, методами световой оптики его состав диагностировать невозможно. Рентгеноструктурным анализом определяется лишь присутствие в субстрате вторичных минералов — серпентинитов и брусита, что согласуется с микроскопическими наблюдениями (см. рис. 6). Реликты субстрата обнаружены также в метасоматических породах — габброидах, пироксенитах, амфиболитах, где вещество реликтов фиксирует все постепенные стадии его преобразования в те породы, в каких находятся реликты. Так, например, детальные исследования показывают, что интенсивная фельдшпатизация субстрата приводит к образованию в конечном итоге существенно плагиоклазовых пород — плагиоклазитов, а пироксенизация — пироксенитов. Между исходным дисперсным субстратом и конечными продуктами его метасоматических преобразований прослеживается вся гамма переходных разностей даже в пределах одного штуфа.

Прежде чем перейти к характеристике преобразований субстрата, остановимся на некоторых, к сожалению далеко неполных его особенностях, дающих лишь общее представление о его химическом составе, физических свойствах и удивительной восприимчивости к различному виду изменений,

РЕЛИКТЫ ДИСПЕРСНОГО СУБСТРАТА В ГИПЕРБАЗИТАХ

Ультраосновные массивы исследованного нами района сложены преимущественно серпентинитами, среди которых встречаются разности с оливином (до 30%) и без оливина, с баститом, со свежим пироксеном (энстатитом и диопсидом); подчиненное значение имеют свежие дуниты, гарцбургиты, верлиты и пироксениты, т.е. представлен весь набор разновидностей типичных для альпинотипных гипербазитов.

Серпентиниты весьма неоднородны и различаются между собой структурно-текстурными особенностями, составом и особенно величиной слагающих их минералов — лизардита, хризотилов, бастита и антигонита, их количественными соотношениями, а также примесью брусита,

хлорита и других минералов, играющих в некоторых разностях существенную роль. В серпентинитах почти всегда присутствуют реликты субстрата, выделяющегося черным цветом, дисперсным сложением, маслянистым блеском и раковистым изломом. Они находятся в виде участков угловатой, линзовидной и неправильной формы с неясными и резкими границами, расположение которых придает серпентиниту полосчатое и гнейсовидное строение (рис. 7).

Реликты хорошо видны макроскопически, размеры их от 1-2 см до 0,5 м в поперечнике. Дисперсным субстратом сложены мелкие, реже крупные, будины в зонах расщепления (см. рис. 6), краевые части серпентинита около родингитов (см. рис. 2) и т.д. Однако не зависимо от величины реликтов степень сохранности в них первичного вещества субстрата крайне мала из-за развития в нем серпентиновых минералов, приуроченных к полигональной микротрещиноватости, трещинкам беспорядочного направления и плоскостям расщепления.

Детальное петрографическое исследование показывает, что серпентиновые минералы возникают в ходе раскristаллизации дисперсного субстрата, а сами серпентиниты — продукт частичной или полной перекристаллизации его, отдельные стадии которой отчетливо прослеживаются в пределах одного штуфа. Тем не менее этот сложный и длительный процесс протекал неравномерно, сопровождался непрерывным перераспределением вещества, а также дегидратацией субстрата с образованием свежего оливина и в меньшей степени — ортопироксена. В итоге интенсивного проявления перекристаллизации возникли серпентиниты с тем или иным количеством оливина, а при ведущем значении дегидратации — существенно оливиновые и ортопироксен-оливиновые породы со всеми переходными разностями между исходным субстратом и конечными продуктами.

В серпентинитах верхней части долины р. Армутлы мелкие реликты субстрата представлены плотной, черной, дисперсного сложения массой, пересеченной сетью полигональных трещинок с явлениями перекристаллизации вещества в тонкие шнуры серпентина (рис. 8). Постепенно они приобретают более резкие очертания и кристаллическое строение, а вещество реликтов — петельчатую структуру.

Различная степень перекристаллизации дисперсного субстрата создает резко неоднородный состав породы и слагающих ее серпентинов, различающихся цветом, формой и размерами индивидов, их сочетаниями и обилием пылевидного рудного вещества. Среди перекристаллизованных участков дисперсный субстрат сохраняется в виде неясных остатков неправильной формы, распознаваемых макроскопически по аморфному облику, а микроскопически — по петельчатой структуре с дисперсным веществом в ячейках (рис. 9).

По левому склону долины р. Армутла в серпентинитах, испещренных многочисленными прожилками и жилами (до 1,5 м) магнезита, наблюдаются мелкие реликты петельчатого субстрата, в котором ячейки, ограниченные петлями серпентина, заполнены бурым тонкозернистым магнезитом. Несколько выше по долине сильно расщепленные серпентиниты содержат широкие (до 20 м) полосы яшмовидного красновато-

черного серпентинита, испещренного тонкими нитевидными прожилками хризотила. При микроскопическом изучении выявляется, что в составе этого серпентинита присутствует значительное количество дисперсного субстрата, обогащенного рудным веществом, освобожденным при его перекристаллизации в хризотиловый агрегат (рис. 10). Обращают внимание резко неодинаковая степень и различный характер перекристаллизации рядом расположенных участков субстрата.

Аналогичные по составу и строению породы, но только черного цвета, находятся в хризотилowych серпентинитах в виде неясных участков, линз и угловатых тел и постепенно переходят в серпентинит и в красновато-черные разности субстрата, окраска которых зависит от распределения и степени окисления пылевидного рудного вещества.

Таким образом, приведенный материал дает наглядное представление о повсеместном распространении дисперсного субстрата, особенностях его нахождения в серпентинитах, а также о резко неравномерной по площади и интенсивности его перекристаллизации в серпентиниты.

Отсюда очевидна трудность выяснения состава, структуры и строения дисперсного вещества до его перекристаллизации, так как выделить неизмененное вещество для детальных исследований практически невозможно и при выделении в нем всегда останутся примеси серпентинитовых минералов, брусита и рудных минералов. Тем не менее некоторые особенности химизма и строения дисперсного вещества показывают его существенные различия от обычных серпентинитов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ХИМИЗМА ДИСПЕРСНОГО СУБСТРАТА

Вещество реликтов не диагностируется методами обычной световой оптики: оно непрозрачно, не поляризует, имеет плотное дисперсное строение, обогащено пылевидным рудным агрегатом, придающим породе черную окраску. Только при его раскристаллизации появляются хорошо диагностируемые серпентиновые минералы и брусит. Рентгеноструктурным анализом также определяется только окристаллизованная часть реликтового вещества в виде тонкой смеси хризотиллов, лизардита и брусита, количественные соотношения которых широко варьируют. В некоторых разностях определяется хлорит.

Приведенные снимки (рис. 11) дают ясное представление о фазовой неоднородности реликтового вещества, а также о более позднем зарождении и росте в нем серпентиновых минералов и брусита, различающихся между собой формой индивидов. Дисперсная фаза вещества остается недиагностируемой, так как для этого необходимо проведение специальных детальных исследований, скорее всего на уровне атомного строения вещества.

Тем не менее микроснимки достаточно убедительно, на наш взгляд, доказывают развитие серпентиновых минералов по дисперсному неоднородному веществу субстрата, а не по оливину, как предполагалось ранее. Эти данные имеют принципиальное значение для решения проб-

лемы образования серпентинитов, так как доказывают их возникновение в ходе длительной перекристаллизации дисперсного субстрата, а не в результате серпентинизации оливина интрузивных дунитов и перидотитов.

Реликтовому веществу свойственна тонкая полигональная трещиноватость, сходная с трещинами усыхания. Именно эта трещиноватость ранее всего используется при раскристаллизации вещества в серпентиниты и брусит, реже — в хлорит, тогда как дисперсное вещество обособляется в ячейки, ограниченные петлями раскристаллизации (см. рис.12). Следовательно, полигональная трещиноватость дисперсного вещества субстрата предопределяет типичную для гипербазитов петельчатую структуру, характерную для начальной стадии раскристаллизации вещества субстрата. При этом величина ячеек дисперсного вещества, ширина петель и шнуров кристаллической фазы варьируют от долей миллиметра до 1 см. Разрастание петель серпентиновых минералов приводит к уменьшению величины ячеек вплоть до их полного исчезновения, а при более интенсивном развитии процесса исчезают и петли хризотила, оставляя следы в виде пылевидных выделений магнетита.

Из реликтовых участков в серпентинитах Шоржинского массива (см. рис. 7) было отобрано дисперсное вещество для химического анализа, хотя при отборе материала не удалось освободиться от примеси продуктов его перекристаллизации и рудного вещества, что несколько отразилось на составе субстрата, особенно на содержании Fe_2O_3 . Тем не менее химический анализ в достаточной мере характеризует состав дисперсного субстрата, так как его перекристаллизация совершается без существенного изменения химизма.

В табл. 1 приведены химический состав дисперсного субстрата (анализ 1), его пересчет на безводный состав, а также продукты его перекристаллизации (анализы 2, 4, 6), близкий ему состав петельчатого серпентинита массива Крака (анализ 5) и вмещающий его серпентинит (анализ 6). В качестве сравнения приведены составы наиболее типичных ультраосновных пород других регионов (анализы 7–11).

Как видно из таблицы, по химическому составу дисперсный субстрат из Шоржинского массива хорошо сопоставляется с серпентинитами океанического дна (анализы 7,8), но содержит больше MgO , чем интрузивные перидотиты массива Лизард (анализ 11), оливиновые нодулы в базальтах Калифорнии (анализ 9) и перидотиты Санта Паул, радиологический возраст которых определяется в 2,5 млрд. лет, принимаемые за вещество верхней мантии. Близкий ему по составу петельчатый серпентинит Крака (анализ 5) отличается от реликтового субстрата (анализ 1) повышенным содержанием MgO , Al_2O_3 , H_2C и пониженным SiO_2 , Fe_2C_3 , NiO , CoO и Cr_2O_3 при одинаковом количестве свободного углерода. Характерно, что свободный углерод не устанавливается в серпентинитах — продуктах полной перекристаллизации субстрата, что может иметь важное практическое значение. Кроме того, присутствие свободного углерода служит своеобразным признаком принадлежности породы к раннему дисперсному субстрату или продуктам его начальной фазы раскристаллизации.

Из сопоставления приведенных в таблице анализов выявляется еще одна особенность субстрата: высокое содержание FeO и равное ему (анализ 5) или несколько повышенное содержание Fe_2O_3 , что принципиально отличает субстрат от типичных серпентинитов, в которых обычно Fe_2O_3 преобладает над FeO .

По данным спектрального анализа (лаборатория ИГЕМ АН СССР), в дисперсном субстрате определяются элементы-примеси несколько выше кларка для ультраосновных пород. Ga, Mo, Zr, Zn, Ba и Nb, а в пелитчатом серпентините массива Крака, кроме них, еще La, Be и Pb. В дисперсном субстрате массива Шоржа установлены (в г/т): платина 0,05–0,032, палладий 0,055–0,046, родий 0,002, рутений 0,002 и золото 0,004–0,001. Эти данные также служат своеобразным критерием для поисковых работ на металлы платиновой группы.

Термограмма дисперсного субстрата (рис. Е) показывает незначительный эндотермический эффект при $T = 340\text{--}430^\circ\text{C}$, которому соответствует потеря воды, равная 8,5%. Второй, более значительный эндотермический эффект при $T = 480\text{--}670^\circ\text{C}$ непосредственно переходит в экзотермический эффект с максимумом при 810°C , отвечающий фазовому переходу вещества в безводный оливинный агрегат, диагностируемый только рентгенометрически. При втором эндотермическом эффекте потеря воды определяется в 9,0%. Общая потеря воды при нагревании составляет 17,5%, тогда как по данным химического анализа содержание воды в субстрате равно 13,56% плюс 0,63% $\text{Co}_2 + \text{Cl}$.

На основании кривой нагревания в составе дисперсного вещества выявляются брусит и серпентин, что согласуется с микроскопическими и рентгеноструктурными данными. Судя по потере в весе при первом эндотермическом эффекте, на брусит приходится 36% общей воды в субстрате, определенной химическим способом. С учетом этого расчет химического состава дает следующий модалный состав субстрата (в %): гематит 4,0, брусит 46,4, серпентин 35,3, карбонат 1,7, углерод 3,4, оливин 8,7. Поскольку оливин, а также соединения углерода в исследуемом субстрате не обнаружены ни микроскопическим, ни рентгеноструктурными методами, следует предположить, что силикат магнезия, соответствующий по составу оливину, и углерод находятся в неизвестных нам модификациях. Выяснение этого представляет большой научный интерес и заслуживает постановки специальных исследований.

Физико-механические свойства дисперсного субстрата, частично уже перекристаллизованного, следующие (данные лаборатории ИГЕМ АН СССР): удельный вес 2,693, объемный вес $2,756 \text{ г/см}^3$, эффективная пористость 0,99%. В обычных серпентинитах пористость, как правило, больше 2%, этим они существенно отличаются от субстрата, несмотря на его полигональную трещиноватость.

Другой особенностью субсерпентинита можно считать полное отсутствие в нем каких-либо признаков, позволяющих судить об исходной для него породе (реликтовая структура и текстура, остатки минералов и др.). Ничего этого в субсерпентините не обнаружено, и вопрос о его природе остается открытым. В то же время реликтовый субстрат не может быть и аналогом обычных альпинотипных серпентинитов, так как

Таблица 1

Химический состав реликтового вещества и серпентинитов

Окислы	1	1*	2	3	4
SiO ₂	36,64	42,53	33,20	38,00	38,92
TiO ₂	0,06	0,07	0,01	0,10	0,04
Al ₂ O ₃	0,17	0,19	0,35	0,59	2,80
Fe ₂ O ₃	4,20	4,80	6,38	9,16	2,96
FeO	2,90	3,38	2,84	1,93	3,15
MnO	0,12	0,14	0,13	0,13	0,10
MgO	40,33	47,04	39,58	35,57	37,02
CaO	-	-	0,08	-	-
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	Сл.
H ₂ O ⁻	0,80	-	1,99	1,00	0,85
H ₂ O ⁺	13,56	-	13,92	12,20	13,25
Cr ₂ O ₃	0,38	0,45	0,44	0,44	0,23
NiO	0,20	0,24	0,01	0,19	0,24
CoO	0,08	0,09	0,01	0,07	0,09
P ₂ O ₅	Не опр.		0,07	-	-
Cl	0,13	0,15	0,09	0,18	0,14
CO ₂	0,50	0,59	1,18	0,46	0,50
F	-	-	0,11	Не опр.	
C	0,27	0,30	-	Не опр.	
Сумма . . .	100,37	100,0	100,42	100,03	100,29

* В пересчете на безводный состав.

1 - дисперсный субстрат из реликтов в серпентинитах массива Шор-жа; обр. 235/67; аналитик Л.П. Некрасова; 2 - серпентинит петельчатой структуры с реликтами дисперсного субстрата; обр. 235/69, там же; аналитик О.П. Острогорская; 3 - хризотил-баститовый серпентинит с микрореликтами субстрата; обр. 284-67; там же, аналитик Л.П. Некрасова; 4 - микролистоватый серпентинит с хлоритом; там же, вблизи тела родингита; обр. 6/68; там же, аналитик Л.П. Некрасова; 5 - плотный, петельчатый серпентинит, богатый реликтами дис-

5	6	7	8	9 *	10 *	11 *
34,99	38,72	37,93	39,34	44,27	44,24	44,77
0,01	0,02	0,02	0,00	0,14	0,17	0,19
0,34	0,51	0,71	0,61	2,97	2,91	4,16
2,19	8,05	5,68	7,25	0,67	1,04	-
2,71	2,29	2,08	0,94	0,59	7,00	8,21
0,06	0,05	0,15	0,04	0,13	0,13	0,11
43,12	37,01	38,31	37,28	40,73	41,36	39,22
-	-	-	0,15	2,55	2,37	2,42
0,02	Сл.	0,13	0,24	0,20	0,07	0,22
0,01	0,01	-	-	0,01	-	0,05
1,17	0,89	0,57	2,08	-	-	-
14,46	11,66	13,40	11,32	-	-	-
0,40	0,52	0,25	0,40	0,41	0,50	0,40
0,02	0,18	-	0,43	0,31	0,21	0,24
0,01	0,07	-	-	-	-	-
0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	-	0,01
Сл.	0,07	-	-	-	-	-
0,56	0,37	-	-	-	-	-
0,06	0,07	-	-	-	-	-
0,23	-	-	-	-	-	-
100,35	100,50	99,28	100,13	100,0	100,0	100,0

Не определялся

перского субстрата; обр. 56/69; массив Крака; аналитик О.П. Острогорская; 6 - хризотил-лизардитовый серпентинит с бруситом и шнурами позднего хризотила; обр. 58/69; массив Крака; аналитик О.П. Острогорская; 7 - серпентинит Атлантического хребта; 8 - то же, с аморфным серпентином типа девейлита; керн; 9 - оливиновые нодулы в базальтах (Калифорния); 10 - перидотит Санта-Паул; 11 - интрузивные перидотиты массива Лизарда (средний состав); анализы 1-6 выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР по материалам автора; анализы 7-11 заимствованы из работы Г.Хесса с соавторами (Hess et al., 1964).

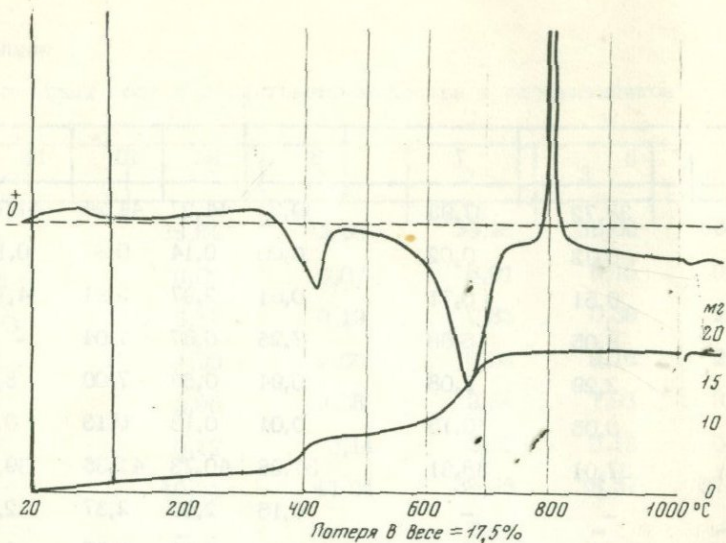


Рис. Е. Термограмма дисперсного субстрата (обр. 65-67)

по сравнению с ними в нем значительно больше MgO , имеется избыток не связанного в оливине силиката Mg (33%) в нормативном составе, а также выше содержание FeO , указывающее на его образование в резко иной, чем серпентиниты, скорее всего восстановительной, обстановке.

Дисперсное строение и фазовая неоднородность субстрата, его специфическая полигональная трещиноватость, сходная с трещинами усыхания, а также своеобразие химизма и близость его к химизму серпентинитов океанического дна дают основание полагать, что субсерпентинит — продукт полной гидратации каких-то, скорее всего первично дисперсных образований. Вместе с тем нет убедительных данных принимать субсерпентинит за гидратированный аналог перидотитов океанической коры, поскольку в нем нет признаков исходной породы. Кроме того, обнаруживается сходство ультраосновных пород океанического дна и островных дуг с альпинотипными гипербазитами, в которых субстрат находится в виде реликтов. Также нет основания считать реликтовый субстрат исключительной особенностью пород офиолитового пояса Малого Кавказа, поскольку реликты такого же субстрата были установлены во многих массивах Урала (Яллинг-Нер, Нурали, Крака, Кемпирсай и др.). Более того, именно в серпентинитах Кемпирсайского массива впервые еще в 1962 г. были обнаружены реликты субстрата с ясно выраженными двумя разновозрастными процессами перекристаллизации, из которых последний обусловил образование хризотилowych серпентинитов микробрекчиевидной текстуры (рис. 13).

В серпентинитах Малкинского массива (Северный Кавказ), до сих пор принимаемого многими исследователями за типичный интрузив

(М.Н. Годлевский, Н.Д. Соболев, Ю.Я. Потапенко и др.), нами также обнаружены многочисленные реликты дисперсного субстрата (субсерпентинита) с теми же особенностями его метасоматоза и перекристаллизации, которые выявлены на примере Малого Кавказа. С определенностью устанавливаются тектонические соотношения Малкинского массива с окружающими породами, с мощными зонами брекчирования и рассланцевания серпентинитов, с явлениями наложенного метасоматоза вдоль этих зон, метасоматическая природа пироксенитов и пироксенов в перидотитах и т.д. Другими словами, Малкинский массив – крупный блок или ряд блоков, тектонически приведенных в современное положение в твердом и преобразованном состоянии.

Тщательный пересмотр материала по Полярному Уралу убедил нас в том, что субстратом, в котором протекали метасоматические процессы, также являлся дисперсный субсерпентинит (Морковкина, 1967).

Следовательно, дисперсный высокомагнезиальный субстрат характерен для альпинотипных гипербазитов, различных по возрасту и геологической истории складчатых областей.

Хотя вопрос о природе дисперсного субстрата остается открытым, сам факт наличия его реликтов в гипербазитах и особенно в серпентинитах заставляет подходить к решению проблемы их образования с принципиально новых позиций – длительной эволюции этого субстрата и преобразования его в минеральные парагенезисы в соответствии с окружающей обстановкой, в которую субстрат попадал в ходе всей геологической истории региона.

В этой связи возникает настоятельная потребность детального, всестороннего изучения и самого субстрата, и процессов его трансформации с целью выяснения роли каждого из них в формировании пород альпинотипных ассоциаций. В данной работе рассматриваются не все процессы преобразования субстрата, а только те, которые установлены нами при изучении офиолитового пояса Армении, так как процессы фельдшпатизации, амфиболизации и другие детально рассмотрены нами на примере Полярного Урала.

ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СУБСТРАТА И ЕЕ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ СЕРПЕНТИНИТОВ

Под перекристаллизацией в данном случае понимается преобразование дисперсного вещества субстрата в хорошо диагностируемые минералы серпентиновой группы и брусит без существенного привноса компонентов. Другими словами, это – своеобразная раскристаллизация дисперсной фазы в кристаллическую, сопровождаемая перераспределением элементов внутри системы. Все стадии раскристаллизации зафиксированы в пределах одного штуфа, а их соотношения приводят к выводу о длительном и импульсивном характере этого процесса, возобновляющегося при любом нарушении равновесия системы. При этом перегруппировка компонентов ведет к образованию всех новых ассоциаций серпентиновых минералов, различающихся между собой формой,

цветом, величиной, оптическими свойствами, а следовательно, и химизмом индивидов.

При интенсивном проявлении перекристаллизации возникают различные виды серпентинитов, резко изменчивого состава, структуры и текстуры, с разнообразным сочетанием их с дисперсным субстратом, находящимся в разной стадии перекристаллизации. Это разнообразие увеличивается в результате появления оливина, тремолита, талька и других минералов, возникающих в связи с развитием иных процессов, сопровождающих перекристаллизацию.

Перед нами стоит весьма сложная задача — убедительно доказать образование серпентинитов в результате раскристаллизации дисперсного субстрата, а не серпентинизации дунитов и перидотитов. Это доказательство затруднено тем, что идет в разрез с давно сложившимися представлениями. Кроме того, невозможно здесь привести объективные и существенные факты, поскольку имеется только другая интерпретация давно известного фактического материала, основанная главным образом на детальном микроскопическом изучении вещества гипербазитов. Тем не менее сама возможность иной интерпретации уже служит доказательством непрочности общепринятых представлений.

Ранее всего перекристаллизация проявляется вдоль полигональных микротрещинок субстрата с образованием нитевидных шнуров бесцветного серпентина, еще трудно диагностируемого и неясно окристаллизованного (см. рис. 8). На этой стадии уже намечается образование петельчатой структуры. Постепенно шнуры и петли приобретают резкие очертания, заполняющий их агрегат переходит в ясно видимые серпентиновые минералы, а дисперсное вещество субстрата обособляется в ячейки (см. рис. 12). На такой стадии процесса петельчатая структура становится отчетливой.

В ходе перекристаллизации вдоль трещиноватости разного направления и микросланцеватости возникают тонкие шнуры, узкие полоски, неправильной формы участки, линзы и гнезда серпентинового агрегата, а при интенсивном процессе — серпентиниты разнообразной микроструктуры и текстуры. Пресобразование дисперсного и уже петельчатого субстрата настолько разнообразно и неравномерно даже в пределах одного шлифа, что выявить последовательность развития отдельных стадий процесса не представляется возможным. Более того, создается впечатление, что разнообразие его проявлений зависит не от стадийности, а от специфики механизма перекристаллизации и сопровождающего ее перераспределения компонентов. Микроснимки достаточно объективно передают некоторые особенности перекристаллизации субстрата.

В одном шлифе (рис. 14) наблюдаются и обособление дисперсного вещества в ячейки с концентрацией в нем пылевидного магнетита, и образование микролистоватого серпентинового агрегата с исчезновением петельчатой структуры, а также ее сохранение, но с замещением вещества ячеек длиноволокнистым серпентином, одинаково ориентированным в ряде ячеек.

В других случаях раскристаллизация субстрата происходит по-иному (рис. 15,а). Вещество субстрата еще не перешло в кристаллическую

фазу, но петельчатая структура тем не менее отчетливо выражена, что исключает ее возникновение по оливину. В данном случае она появляется в результате своеобразной перегруппировки компонентов, выраженной осветлением краев ячеек и сбрасыванием микровключений к центру и периферии ячеек. При этом слагающее их вещество приобретает состояние, близкое к раскristализации, что видно по точечным выделениям магнетита, но еще не поляризует и не диагностируется. Аналогичные изменения происходят между ячейками, где осветленные полосы как бы предопределяют будущие петли и шнуры серпентиновых минералов.

В дальнейшем прослеживается гомогенизация вещества ячеек и соединение их в более крупные обособления с сохранением швов сращения в виде черных шнуров магнетита (рис. 15, б). Дисперсное вещество между ячейками также осветляется с образованием черных шнуров микровключений рудного вещества, однако серпентиновых минералов здесь еще нет.

Укрупненные ячейки в дальнейшем претерпевают сложные и пока трудно объяснимые изменения (рис. 16). Вещество ячеек преобразуется в пластинчатый баститоподобный минерал ($n = 1,534-1,538$) с низким ($0,004-0,006$) двупреломлением и неодинаковым погасанием, частями со структурой "песочных часов". Тем не менее минерал наследует петельчатую структуру субстрата, которую пересекает ясно выраженная оригинальная спайность. Однако при детальном изучении она оказывается не спайностью какого-либо минерала, а тонко параллельным расположением нитевидных полосок пылевидного магнетита, освободившегося в ходе очищения баститоподобного минерала, имеющих вид спайности. Хотя причина ориентированного расположения магнетита остается неясной, приведенный факт дает представление о сложном механизме минералообразования в твердой среде, о котором нам мало что известно.

На примере поведения магнетита (железа) можно судить также о своеобразии механизма перемещения вещества внутри системы в ходе перекристаллизации субстрата. Выше было отмечено, что она сопровождается высвобождением микровключений и сбрасыванием их на дисперсный субстрат, что доказывает его раннее образование (см. рис. 10). В продуктах перекристаллизации субстрата рудные микровключения собираются в полосы, гнезда, короткие линзы и вкрапления магнетита, а чаще всего образуют участки таблитчатой и неправильной формы с беспорядочным распределением точечных выделений магнетита (рис. 17, а). Именно в этих участках наблюдается начало "упорядочения" магнетита с образованием нитевидных полосок, переходящих на микролистовый серпентинит. Скорее всего это один из видов собирательной перекристаллизации в каких-то специфических условиях.

Аналогичная "спайность" появляется в петельчатых серпентинитах с оливином в ячейках (рис. 22, б), где она пересекает петельчатую структуру породы, но не затрагивает оливин в ячейках и связанные с его образованием петли хризотила. В типичных серпентинитах "спай-

ность" имеет сквозной характер и пересекает все серпентины независимо от их формы и ориентировки (рис. 22,а).

Следовательно, распределение магнетита отражает сложную внутреннюю, скрытую от нас эволюцию субстрата в ходе его обычной раскристаллизации.

На эти факты мы обратили особое внимание в связи с тем, что при петрографических исследованиях ориентированное расположение псевдивидного магнетита принимают за реликтовую спайность ортопироксена, на основании чего делается ошибочный вывод об апогарцбургитовой природе серпентинитов и обогащении их магнетитом в связи с высвобождением железа из оливина в ходе его серпентинизации.

Баститу в гипербазитах также придают важное петрологическое значение, так как его присутствие в серпентинитах принимают за доказательство их образования по гарцбургитам, считая бастит псевдоморфозой по ортопироксену. В этой связи целесообразно более подробно остановиться на материалах детальных петрографических исследований, заставивших нас отказаться от этих представлений.

Прежде всего бастит наблюдается в серпентинитах в виде беспорядочно расположенных табличек, узких полос и крупных тел баститита, в котором его таблички достигают 10 см в длину. Его появление и распределение в породе не зависит от наличия в ней энстатита и ее структурно-текстурных особенностей. Часто бастит развивается непосредственно в дисперсном субстрате и петельчатом серпентините, где образует порфиры и пойкилобласты, пересекающие петельчатую структуру, шнуры и петли хризотила и микрослабцеватость серпентинита (рис. 18,а). При этом бастит разрастается по дисперсному субстрату в виде участков неправильной формы, впоследствии приобретающих одинаковую ориентировку (рис. 18,а). В данном случае исключено его образование по пироксену.

В оливинсодержащих серпентинитах таблички бастита наследуют петельчатую структуру с ячейками, выполненными и ортопироксеном (рис. 18, б) и оливином (рис. 18, в). Если эти минералы принимать по традиции за реликтовые, то можно с равным основанием делать вывод о замещении баститом и оливина и ортопироксена. Однако в обоих случаях бастит разрастается по серпентиниту, пересекает его и наследует его структуру, а местами захватывает в виде включений.

В разностях, богатых оливином и энстатитом, принимаемых обычно за гарцбургиты, ни один из минералов не имеет признаков кристаллизации из расплава, а структура породы кристаллобластическая, типичная для метаморфических, а не интрузивных пород (рис. 19). Но даже присутствие в бастите энстатита не дает основания принимать бастит за его псевдоморфозы, так как отчетливо видны их поперечное по отношению к микрогнейсовидности породы расположение, неправильная извилистая форма их зерен и опережающее энстатит разрастание бастита.

Рентгеноструктурным анализом бастит определяется как тонкая смесь хризотиловых минералов и брусита; очевидно, только их одинаковая ориентировка придает смеси видимость монокристалла.

Следовательно, приведенный выше материал дает основание считать бастит одной из форм бластеза серпентиновых минералов, а сами серпентиниты — продуктом длительного и сложного процесса перекристаллизации дисперсного субстрата, реликты которого в них сохранились. Хотя этот вывод — дискуссионный, тем не менее в рассмотренных выше типичных гипербазитах нет признаков серпентинизации первично интрузивных дунитов и перидотитов, так же как нет и доказательств развития баститов по энстатиту. Наоборот, этот материал, а также обилие серпентиновых материалов, различающихся между собой формой, цветом, оптическими свойствами и величиной индивидов, наличие в серпентинитах реликтов дисперсного субстрата и явления его постепенных преобразований в окружающие разновидности заставляют сомневаться в правильности представлений о серпентинизации интрузивных пород.

По химическому составу серпентиниты одного массива различаются и между собой и с дисперсным субстратом (см. табл. 1, анализы 1-6).

Серпентиниты массива Шоржа, которые мы принимаем за продукт перекристаллизации дисперсного субстрата (анализ 1), по сравнению с ним содержат больше Fe_2O_3 , Al_2O_3 и SiO_2 и меньше MgO . Аналогичная зависимость прослеживается между серпентинитом и петельчатым субстратом массива Крака (анализы 5 и 6).

Между тем непостоянство химизма самих серпентинитов, особенно содержания FeO и Fe_2O_3 , обусловлено скорее всего неравномерным перераспределением вещества в ходе перекристаллизации, а также собирательной перекристаллизацией, создающей минеральную неоднородность породы. На это указывают, в частности, поведение магнетита, нередко ассоциирующего с хромитом, и особенности развития баститов.

На химизм серпентинитов влияет неразрывно связанная с перекристаллизацией дегидратация субстрата, протекающая весьма неравномерно и своеобразно в каждой точке породы.

ДЕГИДРАТАЦИЯ СУБСЕРПЕНТИНИТА И ЕЕ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ОЛИВИНОВЫХ И ОРТОПИРОКСЕН-ОЛИВИНОВЫХ ПОРОД

Дегидратация — совокупность процессов, в результате которых в дисперсном субстрате возникают оливин и ортопироксен с образованием в конечном итоге свежих дунитов и перидотитов. Это понятие несколько шире, чем простая десерпентинизация или обезвоживание серпентинитов в связи с прогреванием, чаще всего в экзоконтактах гранитных и базальтовых интрузивов. Дегидратация неразрывно связана с перекристаллизацией субстрата и серпентиновых минералов в такую минеральную ассоциацию, которая забирает воду, освобожденную при образовании оливина и ортопироксена. В этом случае процесс, характеризующий начальную стадию дегидратации, протекает в условиях, когда вода (пар) лишена свободы миграции из системы внутри нее. В результате возникает серия оливин-серпентиновых и оливин-энстатит-серпентиновых пород, которые обычно принимаются за продукты серпентинизации дунита и гарцбургита.

Следовательно, дегидратация дисперсного субстрата объединяет перекристаллизацию и десерпентинизацию возникших в результате перекристаллизации серпентиновых минералов и новую гидратацию в результате высвобождения оставшейся в системе воды.

Этот процесс изучен еще слабо, особенно в физико-химическом отношении. До сих пор даже десерпентинизацию рассматривают как эпизодическое явление, не играющее большой роли в петрогенезисе гипербазитов, хотя на примере Полярного Урала нами установлено, что именно десерпентинизация была главной причиной образования свежих дунитов, оливинитов, гарцбургитов и верлитов.

О явлениях дегидратации дисперсного субстрата вообще пока нет информации, а твердо установившееся мнение о серпентинитах как продуктах регрессивного метаморфизма интрузивных ультраосновных пород исключает возможность иного толкования соотношений серпентиновых минералов с оливином. При этом оливин в ячейках пчелочатых серпентинитов по традиции принимают за реликтовый минерал дунитов и перидотитов, якобы обладающий способностью растрескиваться на своеобразные полигональные участки без нарушения ориентировки, а следовательно, и решетки первичного кристалла. Способность оливина к растрескиванию принимается без доказательств, как и причины ее появления без признаков катаклаза и кристалла.

На основании детальных петрографических исследований гипербазитов двух разновозрастных регионов выявляется, что в действительности процессы дегидратации дисперсного субстрата и десерпентинизации серпентинитов в природе распространены гораздо шире, чем принято думать, и являются главной причиной образования существенно оливиновых пород — дунитов и гарцбургитов.

Перед нами снова встает трудная и сложная задача — подтвердить высказанное положение достаточно убедительным и достоверным материалом, полученным при детальных микроскопических исследованиях.

Прежде всего остановимся на действительных соотношениях оливина с серпентиновыми минералами, не предвещая вопроса о времени и способе их образования. Для альпинотипных гипербазитов наибольшие споры вызывает вопрос о возникновении типичной для них ячеистой структуры, т.е. описанной выше пчелочатой структуры, но с оливином в ячейках. Выяснение причин и механизма ее образования по существу определяет и способ образования собственно ультраосновных пород.

Причины образования ячеистой структуры в гипербазитах

Выше было показано, что дисперсному субстрату присуща полигональная трещиноватость, по которой ранее всего проявляется его перекристаллизация с образованием пчелочатой структуры вне связи с оливином, которого нет в ячейках и в породе в целом. Ячейки, состоящие из дисперсного, трудно диагностируемого вещества, в дальнейшем вовлекаются в перекристаллизацию и исчезают либо становятся более отчетливыми (см. рис. 14). При гомогенизации вещества ячеек они объединяются в более крупные обособления, вещество, которых сох-

раняет хорошо выраженную петельчатую структуру (рис. 16). Следовательно, петельчатая структура — результат перекристаллизации субстрата вдоль характерной для него, как дисперсного вещества, полигональной трещиноватости. Образование подобной микротрещиноватости в кристаллической породе и кристаллах невозможно произвести механическим способом (путем дробления, сжатия), а тем более с сохранением оптической ориентировки в ограниченных трещинах обломков минерала.

Обратимся теперь к особенностям пород с петельчатой структурой с оливином в ячейках — ячейистой структурой. Прежде всего обе эти структуры наблюдаются в пределах одного шлифа, без ясно выраженной границы между ними (рис. 20). При этом между участком субстрата с дисперсным веществом в ячейках и участках дунита, имеющего такую же структуру, но с оливином в ячейках, прослеживается переходная зона, где оливин находится в центре ячеек и окружен узкими зонами осветления дисперсного субстрата. Крупные одновременно гаснущие зерна оливина (рис. 20, б) не несут признаков катаклаза, несмотря на микропетельчатое строение. Отсюда неизбежно вытекает, что оливины — своеобразные порфиробласты, возникающие в процессе дегидратации дисперсного микротрещиноватого субстрата.

Во многих случаях оливины в ячейках окружены серпентином зонального строения, обусловленного спецификой состава, цвета и габитуса серпентина в каждой зоне. Нередко зоны разделены микровключениями рудного агрегата, количество которого отчетливо возрастает к периферии ячеек, т.е. разрастание серпентиновых зон идет в направлении от центра ячеек, а не наоборот, как это следовало ожидать в случае серпентинизации оливина (рис. 21). Кроме того, в каждой ячейке даже одного одновременно погасающего индивида оливин имеет неодинаковый состав и местами окружен краевой зоной более магнезиального состава, образование которой возможно только в ходе роста оливина в твердом веществе ячейки. Вместе с тем их появление мало вероятно при механическом расчленении первичного, незонального оливина.

Ячейстая структура наблюдается в слабо раскристаллизованном дисперсном субстрате, что отмечено выше, при рассмотрении своеобразной "спайности", пересекающей петли и шнуры субстрата, но не захватывающей зерна оливина в ячейках (см. рис. 17). Отчетливо это прослеживается и в других разностях петельчатого субстрата, где "спайность" также пересекает его структуру и дисперсное вещество ячеек, но не оливин в них (рис. 22, а). На снимке отчетливо видны каемки осветления серпентиновой ткани около оливина, его неоднородный состав, краевая зона роста и сбрасывание микропримесей на субстрат. Следует обратить внимание на более позднее появление пересекающих спайность шнуров и петель бесцветного серпентина, которые не затрагивают оливина (рис. 22, б). Подобные явления трудно объяснить с позиций серпентинизации дунита, поскольку при столь интенсивном и многократном проявлении ее невероятно сохранение свежего оливина. В то же время эти особенности определенно указывают на рост оливина в ходе дегидратации субстрата.

Если же подобную "спайность" принимать за реликтовую спайность ортопироксена, то необходимо допускать, что ему, как и оливину, присуща способность к полигональному растрескиванию и образованию петельчатой структуры при серпентинизации, что в действительности не наблюдается. Трудно также объяснить, почему при нацело серпентинизированном ортопироксене оливин остался свежим, хотя принято считать, что он легче подвергается серпентинизации, чем ортопироксен.

Между тем отмеченные особенности легко объяснимы, если допустить возникновение оливина в ходе дегидратации и перекристаллизации дисперсного субстрата и его петельчатых разностей. Именно сочетание этих процессов и их неравномерное развитие вызывают одновременное образование оливина, ортопироксена и различных по составу, особенно по содержанию воды и железа, серпентинов, а также служат причиной возникновения петельчатой и ячеистой структуры, микрозонального строения шнуров и петель серпентина, выделения рудного пылевидного агрегата, его своеобразного упорядочения, последующей перекристаллизации и бластеза серпентиновых минералов.

В этой связи необходимо более подробно остановиться на признаках вторичного образования оливина в гипербазитах.

Вторичная (регенерированная) природа оливина и существенно оливиновых пород

В ходе перекристаллизации дисперсное вещество ячеек постепенно гомогенизируется и преобразуется в низкополяризующий минерал типа брусита (см. рис. 16). Однако во многих случаях изменение вещества ячеек идет в направлении образования оливина в ячейках, т.е. происходит дегидратация вещества. При этом процессе оливин имеет различную, часто несвойственную ему форму. В ячейках он появляется в виде игольчатых кристаллов с явлениями собирательной перекристаллизации и гомогенизации (рис. 23, а). В обычных серпентинитах оливин образует мелкозернистый агрегат, иногда вытянутый в прерывистые цепочки, расположение которых не зависит от структуры породы и слагающих ее серпентинов (рис. 23, б).

В тонкополосчатом субстрате, обычно принимаемом за серпентинизированный дунит, зерна оливина имеют различную форму и величину без признаков катаклаза (рис. 24). Как видно на микроснимке, форма зерен оливина не имеет кристаллографических очертаний, не согласуется с общей плоскчатостью породы, дисперсное вещество которой осветлено на контакте с оливином в результате его воздействия на субстрат. В центре шнуров осветленного субстрата видны лентовидные одновременно угасающие образования оливина, которые объективно не могут рассматриваться в качестве реликтов первичного оливина. У крупных скоплений его обнаруживаются швы срастания отдельных зерен в гломеробласты, имеются краевые зоны роста, местами темные от присутствия микровключений. Отдельные крупные зерна оливина соединены между собой поперечными к полосчатости перемычками и окружены узкими каемками магнетита. Все эти особенности — признаки роста оливина в твердом субстрате.

При детальном изучении серпентинитов с ячеистой структурой выясняется, что оливины в ячейках представлены гломеробластами и зернами с краевыми зонами роста, реакционными каемками осветленного дисперсного вещества ячеек и скоплениями освобожденных при очищении микровключений (рис. 25). Между оливинами отдельных ячеек нет органической связи даже в пределах одновременно погасающего индивида.

В ячеистых богатых оливином серпентинитах или, как их обычно называют, в серпентинизированных дунитах вторичное, более позднее образование оливина в ячейках дисперсного вещества не вызывает сомнения (рис. 26). Находящийся в ячейках оливин окружен краевой зоной роста игольчатого строения, с острями кристаллов, направленных в сторону роста, т.е. от центра ячейки. При этом оливины двух соседних ячеек обнаруживают тенденцию к срастанию, чему не препятствуют границы ячеек. Более того, в разделяющих их петлях серпентина, которые по общепринятым представлениям контролируют трещиноватость первичного кристалла, отчетливо видны новообразования лентовидного оливина, погасающего одновременно с оливином в ячейках. Концентрация магнетита и хромита в петлях между ячейками указывает на собирательную перекристаллизацию рудного вещества.

Из приведенного материала вытекает, что оливин растет самостоятельно в каждой ячейке субстрата и только в ходе дальнейшей дегидратации они соединяются и срастаются, происходят последующая гомогенизация и образование крупных зерен, сохраняющих швы срастания в виде петель и шнуров пылевидного рудного вещества.

Безусловно трудно передать все наблюдаемые стадии и формы роста оливина в твердом дисперсном субстрате. Многие факты трудно объяснимы и на первый взгляд кажутся парадоксальными. Например, соотношения бастита с оливином свидетельствуют о замещении его оливином или об их одновременном развитии (рис. 38). Бастит отчетливо замещает слабопетельчатый субстрат, в котором свежий оливин приурочен к краям таблички бастита и расположен поперек его спайности, а местами пересекает ее и проникает в бастит в виде червеобразных зерен (рис. 27, а). Если допустить раннее образование оливина, то остается непонятным развитие бастита, который обычно принимают за более поздние псевдоморфозы по ортопироксену.

В ряде случаев бастит имеет пойкилобластовый характер с включениями петельчатого субстрата, в котором свежий оливин приурочен к краям бастита и находится внутри его (рис. 27, б). При этом бастит пересекает петельчатость субстрата, а оливин — спайность бастита. Этому может быть одно логическое объяснение: рост бастита по дисперсному петельчатому субстрату сопровождался его дегидратацией и образованием оливина.

Развитие оливина в дисперсном веществе ячеек субстрата доказывается своеобразным строением его краевых зон (рис. 28). Совершенно необычны для оливина скелетные формы роста в виде тонких конусовидных пластинок, как бы нарастающих одна на другую и проникающих в дисперсную ткань ячейки острыми концами. Там, где образовалась

толстая пачка пластинок, оливин имеет обычные свойства, там же, где пластинки тонкие, он не диагностируется и имеет неясные очертания. Этот снимок фиксирует образование оливина в твердом дисперсном веществе и передает в какой-то мере механизм его формирования, который во многом остается еще загадочным.

Таким образом, определенно можно говорить, что в петельчатых и ячеистых серпентинитах оливины – продукт избирательной дегидратации вещества ячеек.

Однако вторичная, регенерированная природа оливина легко выявляется в продуктах неполной, начальной стадии дегидратации, когда его соотношения с серпентинами ясно выражены. В существенно оливиновых породах – дунитах и гарцбургитах установить способ образования оливина и самой породы значительно труднее, поскольку отмеченные выше особенности роста оливина затушеваны или полностью исчезли в результате его гомогенизации и собирательной перекристаллизации, а в некоторых случаях – налаженной серпентинизации.

Вместе с тем и эти породы несут признаки вторичного, метаморфного происхождения, наиболее существенные из которых приведены ниже.

1. Резко различная величина и неправильная форма зерен оливина, без признаков их катаклаза и одновременности образования (рис. 29). Кристаллобластическая структура породы и отсутствие ясно выраженных границ одновременно погасающих индивидов, а также связи между зернами внутри их.

2. В богатых оливинном разностях находятся реликты петельчатого субстрата, петельчатость и полосчатость которого пересекаются оливином (рис. 30). Его зерна имеют форму, несвойственную кристаллизовавшемуся из магмы минералу, а структура породы, как бы она ни была "затушевана серпентинизацией", не отражает ее образование в процессе медленного становления магмы.

3. Сонахождение дисперсного субстрата и дунита в пределах одного шлифа, их одинаковая структура и отсутствие границ между ними (см. рис. 20).

4. Гломеробластовый характер крупных зерен оливина, в которых швы срастания зерен имеют рисунок, отражающий петельчатую структуру субстрата.

5. Резко иная морфология последующей серпентинизации дунита без признаков образования петельчатой структуры даже в пределах одновременно погасающего индивида оливина (рис. 31). Как видно на снимке, шнуры хризотила пересекают его раннюю петельчатую структуру и реликты субстрата в нем, а не следуют вдоль якобы свойственной оливину полигональной трещиноватости.

6. Форма и величина индивидов оливина распознается только по одновременному погасанию ряда органически не связанных зерен (рис. 32). Извилистые очертания крупных индивидов, отсутствие границ между ними и приуроченность микровыделений магнетита к внутренней трещиноватости породы, не имеющей следов катаклаза, противоречат образованию оливина из расплава. Рисунок магнетита в оливинах и породе

в целом восстанавливает петельчатую структуру замещенного субстрата и опровергает представление о выделении магнетита в связи с серпентинизацией оливина.

Приведенные факты достаточно убедительно доказывают или по крайней мере делают правомочным вывод о регенерированной природе существенно оливиновых пород — дунитов, возникших в результате интенсивной дегидратации дисперсного и петельчатого субстрата.

Таким образом, оливины в серпентинитах — продукт избирательной дегидратации вещества в условиях сохранения воды в системе. Существенно оливиновые породы — конечный продукт того же процесса, но протекающего в условиях медленной миграции воды, поскольку вода, содержащая минералы в них отсутствуют или имеют резко подчиненное значение. Тем не менее они связаны взаимопереходами и сосуществуют в пределах одного штуфа, хотя нередко свежие дуниты образуют в серпентинитах широкие полосы, тела неправильной и штоковидной формы с резкими границами, приуроченные к зонам нарушения. Это дает основание предполагать связь интенсивности процесса с древней, глубинной тектоникой, обеспечивавшей медленную миграцию воды из системы. Аналогичная картина выявляется на примере Полярного Урала, где свежие оливиниты, дуниты и верлиты контролируют тектонические зоны. По-видимому, спад внешнего давления в таких зонах и трещинах нередко имел узколокальный характер, что объясняет сочетание участков слабо и интенсивно дегидратированных разностей.

Тесная связь дегидратации и перекристаллизации, их неравномерное развитие и приуроченность к трещинам и зонам нарушения субстрата — главные причины петрографического и структурно-текстурного разнообразия гипербазитов в пределах одного массива, небольшого тела и даже штуфа, а также сложных, нередко мигматитовых соотношений между разновидностями.

Среди гипербазитов Малого Кавказа широко представлены гарибургиты и верлиты, т.е. разности с пироксеном. Поскольку приведенный выше материал доказывает вторичную, регенерированную природу оливина и существенно оливиновых пород, естественно встает вопрос о времени и способе образования лироксенов и особенно ортопироксена.

ОБРАЗОВАНИЕ ОРТОПИРОКСЕНА

В СВЯЗИ С ДЕГИДРАТАЦИЕЙ СУБСТРАТА

Ортопироксен в ультраосновных породах с общепринятых позиций — первичный минерал интрузивных гарибургитов, а согласно экспериментальным данным, он кристаллизуется из ультраосновной магмы раньше оливина. Наличие ортопироксена или бастита, принимаемого за его псевдоморфозы, в серпентинитах используется в качестве критерия их алогарибургитовой природы.

Отсюда очевидно, насколько важное значение приобретает вопрос о способе образования ортопироксена для решения многих вопросов петрологии и геологии, а также глубин Земли, поскольку предполагается гарибургитовый состав мантийных слоев. Также понятна труд-

ность поставленной задачи, так как главные особенности гарцбургитов и ортопироксена в них (химизм, особенности структуры, распределения микроэлементов и др.) хорошо изучены и используются в качестве доказательства их магматического генезиса.

Тем не менее результаты детальных исследований заставляют нас отказаться от этого общепринятого мнения и рассматривать ортопироксен гарцбургитов и пироксенитов в качестве метасоматического минерала, формирующегося одновременно с оливином в ходе дегидратации дисперсного субстрата. Прежде всего этот вывод логически вытекает из приведенного выше материала, доказывающего вторичную природу оливина и существенно оливиновых пород. Дополнительно к логическим рассуждениям приведем более веские аргументы, преимущественно петрографического характера.

Ортопироксен, как было отмечено, обычно ассоциируются с баститом, развитие которого связано с вытеснением серпентиновых минералов. В типичных гарцбургитах ортопироксен и бастит находятся в таких соотношениях, что с одинаковой долей вероятности можно сделать противоположные выводы: энстатит замещается баститом и наоборот. Но уже сама неоднозначность их соотношений вносит элемент сомнения в общепринятое мнение о генезисе этих минералов. Большинство петрографов принимает бастит за псевдоморфозы по энстатиту, что справедливо только в том случае, если гарцбургиты принадлежат интрузивным образованиям, а их метаморфизм в основном регрессивный и связан с постепенным охлаждением интрузива. Однако приведенные выше данные показывают, что гипербазиты, в том числе дуниты, если не являются, то могут быть продуктом прогрессивного метаморфизма, в частности дегидратации и дерекристаллизации дисперсного субстрата. Обратимся к фактам.

В типичных гарцбургитах бастит образует крупные таблитчатые индивиды, которые даже неопытный петрограф не может принять за псевдоморфозы по кристаллам энстатита (рис. 33). Несмотря на крупные размеры (до 5 см), ни бастит, ни энстатит не имеют признаков кристаллографических очертаний. Границы табличек бастита извилистые, бастит глубоко проникает по трещинкам в серпентиновую ткань породы. При этом петельчатая структура и тонкая полосчатость породы пересекаются баститом, который разрастается по трещинкам и захватывает субстрат в виде включений. В данном случае бастит и заключенный в нем ортопироксен имеют вид типичных пойкилобластов. Следует заметить, что ортопироксен распределен в бастите беспорядочно, нередко в его краях, и сростается с оливином, расположенным за пределами бастита.

Следовательно, бастит и энстатит гарцбургитов — порфиرو- и пойкилобласты, образовавшиеся в твердой среде в результате дегидратации петельчатого субстрата.

Неправильную форму ортопироксена нередко объясняют тем, что при его баститизации кристаллографическая форма минерала получает расплывчатые очертания. Но тогда бастит не является в полном смысле слова псевдоморфозой, так как его очертания еще более расплывчатые

и неправильные, чем ортопироксена. Кроме того, в мелких пальцевидных отростках бастита форма зерен энстатита также неправильная, хотя на нее не оказывали воздействия никакие процессы (рис. 33).

В гарцбургитах ортопироксен находится с баститом в соотношениях, позволяющих сделать однозначный вывод о более позднем образовании энстатита (рис. 34, а). Он расположен внутри бастита и одновременно образует около него игольчатую краевую кайму роста, проникающую и в бастит, и в окружающий его микролистватый серпентиновый агрегат, замещающий петельчатый субстрат. Зерна энстатита внутри бастита, несмотря на одновременное угасание, различны по величине, форме и расположению по отношению к спайности бастита, срastaются между собой и с мелкозернистым агрегатом энстатита краевой каймы, а местами имеют игольчатые зоны роста. Все эти особенности, а также различный характер спайности минералов, свидетельствуют о более позднем образовании энстатита по сравнению с баститом.

В петельчатых серпентинитах таблички бастита расположены поперек их микросланцеватости и местами ее пересекают (рис. 34, б). Находящиеся в бастите зерна энстатита ориентированы почти согласно с ним и, следовательно, тоже секут микрополосчатость субстрата. Грубая спайность энстатита явно не совпадает с тонкой спайностью бастита, местами перекрывает ее и чуть заметно раздвигает, что обычно для растущего минерала. Около энстатита видна узкая зона осветления вещества бастита. Бастит имеет вид монокристалла, тогда как принимаемый за реликты энстатит образует в нем ряд самостоятельных зерен с несколько различной оптической ориентировкой и ясно выраженным различием в составе, на что указывает колебание величины светопреломления ($n_g = 1,660-1,670$). Более крупные зерна энстатита имеют вид гломеробластов, игольчатые края которых глубоко уходят в бастит. Следовательно, в пределах одной таблички бастита находится совокупность самостоятельных и различных по составу зерен энстатита с тенденцией к объединению и гомогенизации. В данном случае соотношения двух минералов объективно доказывают их образование в твердом и уже рассланцованном субстрате и замещение бастита ортопироксеном.

В тонкополосчатом субстрате с дисперсным веществом в сплюснутых ячейках бастит образует крупные таблички с неровными краями и содержит неправильной формы зерна энстатита и оливина, в котором петли пылевидного магнетита фиксируют швы срастания зерен (рис. 35). Бастит вместе с находящимися в нем минералами пересекает полосчатость субстрата и захватывает еще не полностью отчлененный от него участок, в котором ясно выражены перекристаллизация субстрата с потерей полосчатости и дегидратация с образованием свежего оливина в краях реликта. Весьма примечательно, что оливин в самом субстрате появляется только на границе с баститом и исчезает по мере удаления от него, что указывает на связь его образования с ростом бастита. Более того, включенные в него зерна энстатита и оливина срastaются между собой и с оливином краевой части субстрата и участка его, частично расположенного в бастите.

Рассмотренные соотношения типичны для гардбургитов Севанского хребта и многих других массивов Малого Кавказа и Урала. В то же время определенно устанавливается, что подобные соотношения между главными породообразующими минералами гипербазитов не могут быть следствием кристаллизации магмы и постмагматической серпентинизации. Прежде всего оливин (Fa 5-7%) и энстатит (Fs 3-4%), несмотря на их свежесть, невозможно принять за первичные кристаллы интрузивной породы, учитывая, что они находятся в бастите, сохранившем петельчатую структуру субстрата и пересекающем его тонкую полосчатость, но отсутствуют в субстрате с дисперсным веществом в ячейках.

Приведенные соотношения противоречат и образованию бастита по энстатиту, и самой идее серпентинизации гардбургита. В самом деле, с общепринятых позиций серпентинизация захватывает в первую очередь оливин с образованием петельчатой структуры, а затем — более устойчивый к ней энстатит с замещением его баститом. В приведенном примере все наоборот: бастит наследует петельчатую структуру, содержит крупные зерна свежего оливина со следами петельчатой структуры и окружен своеобразной каймой свежего оливина. Процессом серпентинизации невозможно объяснить, почему легко подверженный ей оливин сохранился в виде включений в псевдоморфозах бастита по ортопироксену, устойчивому к серпентинизации. Особенно непонятно поперечное по отношению к полосчатости породы расположение ортопироксена, оливина и бастита, не захваченных к тому же процессом, обусловившим полосчатое строение породы в целом.

Вместе с тем соотношения минералов легко объяснимы, если рассматривать оливин и ортопироксен в качестве новообразований в ходе дегидратации, которой предшествовала перекристаллизация субстрата с образованием бастита. Отторжевец субстрата внутри него отражает одну из стадий дегидратации, на которой образование оливина сопровождалось потерей полосчатости породы. Конечную стадию дегидратации отражает свежий оливин внутри бастита, сохранивший петельчатую структуру субстрата, захваченного во время роста бастита, т.е. последний по существу является пойкилобластом.

Развитие ортопироксена по баститу доказывают скелетные формы роста энстатита в виде множества игольчатых кристаллов и микрозародышей, расположенных поперек спайности бастита и как бы наклоненных на его вертикальную ось (рис. 36). Снимок передает своеобразие замещения бастита энстатитом, который растет в разных направлениях и, по-видимому, имеет неодинаковый состав, и только дальнейший процесс гомогенизации агрегатного состояния приводит к образованию зерен и кристаллов энстатита.

Далеко не всегда соотношения энстатита с баститом выражены так ясно. Но даже кристаллобластическая структура гардбургитов, в которых ни один из слагающих минералов не образует идиоморфных зерен, а их форма и величина устанавливается только по одновременному угасанию, заставляет сомневаться в правильности представлений о магматическом генезисе гардбургитов.

Таким образом, приведенные факты указывают на реальную возможность образования гарибургитов в ходе дегидратации петельчатого и дисперсного субстрата. Кроме того, они заставляют осторожно подходить к определению гарибургитовой природы серпентинитов только на основании присутствия в них содержащего энстатит бастита. Между тем термин "апогарибургитовый серпентинит" прочно вошел в геологическую литературу, что при отсутствии веского доказательства этой природы затрудняет познание закономерностей формирования гипербазитов.

Одним из признаков магматического становления дунитов и гарибургитов принято считать присутствие аксессуарных хромшпинелидов, предполагая их кристаллизацию из перидотитовой магмы.

Детальное петрографическое изучение гипербазитов показывает, что хромшпинелиды (хромит) располагаются в них в петлях и шнурах хризотила, в краях ячеек дисперсного вещества, образуют неправильной формы сегрегации в серпентините с явлениями собирательной перекристаллизации и пересечением прожилков позднего хризотила (рис. 37, а).

Нередко хромшпинелид находится в табличках бастита, где он окружен реакционной каймой диопсида, а также тремолита, длинные таблички которого пронизывают бастит вдоль спайности (рис. 37, б). В ряде случаев около и внутри хромовитых скоплений возникает свежий оливин, сохраняющий петельчатую структуру субстрата и швы срастания зерен (рис. 37, в). При этом хромит пересекает спайность бастита, проникает в петельчатый субстрат, вызывая его перекристаллизацию, и содержит включения серпентинита. Зафиксированные на снимках соотношения указывают на метасоматическое образование хромита в петельчатом субстрате с его дегидратацией и перекристаллизацией.

В тонкополосчатых серпентинитах морфология развития хромшпинелидов имеет типично метасоматический характер и сходна с фельшпатизацией субстрата. Зерна хромита с разной степенью идиоморфизма беспорядочно разбросаны в породе, соединяются в цепочки, срastaются в более крупные агрегаты, прожилки, неправильной формы обособления, проникают по трещинкам в серпентинит, пересекая его полосчатость (рис. 38, а). Аналогичное поведение хромита наблюдается в петельчатом субстрате. При этом прожилки и разрозненные зерна хромита постепенно срastaются и переходят в сплошные рудные участки, около которых субстрат окружен реакционными зонками короткопризматического диопсида (рис. 38, б). Сочетание рудных участков с округлыми и причудливой формы останцами субстрата типично для брекчий замещения.

Не углубляясь в рассмотрение генезиса хромитового оруденения, поскольку это — самостоятельная и очень сложная проблема, важно отметить, что приведенные выше факты противоречат кристаллизации хромшпинелидов из расплава, но доказывают их образование в дисперсном субстрате и петельчатых, иногда тонкополосчатых серпентинитах. Кроме того, эти факты дают представление о необычайно сложных и разнообразных процессах трансформации субсерпентинита, при которых

перераспределение вещества играет важную роль в образовании минералов, в том числе и рудных. Поэтому не исключена возможность образования хромшпинелидов в участках субстрата или его слабо измененных разностей, если в ходе этих процессов происходили интенсивное "сбрасывание" на них хрома и последующая собирательная перекристаллизация хромшпинелидов.

Во всяком случае приведенные факты заслуживают самого пристального внимания, а присутствие акцессорного хромшпинелида в гипербазах не может служить веским аргументом в пользу их интрузивного генезиса.

Таким образом, приведенный выше материал заставляет нас признать метасоматическую природу энстатита, а следовательно, и гарибургитов, которые, как и дуниты представляют собой конечные продукты интенсивного развития дегидратации субстрата. Ортопироксен и бастит взаимосвязаны и, возможно, развиваются одновременно, хотя в ряде случаев устанавливается, что бастит предопределяет появление ортопироксена и как бы подготавливает для него "удобную площадку" в дисперсном субстрате и в серпентиновом агрегате, т.е. играет роль своеобразной переходной ступени сложного преобразования субстрата в ходе его дегидратации.

Причиной появления ортопироксена следует, по-видимому, считать избышек кремнезема в системе, возникший в связи с тем, что не весь имеющийся в субстрате кремнезем использован оливином, а поскольку дегидратация протекает в основном изохимически, то образовавшийся в системе избыточный кремнезем вызывает образование ортопироксена. В иных условиях могут возникать, и действительно возникают, другие магнезиальные минералы — тальк, диопсид, амфиболы и т.д. В связи с этим к определению алогарибургитовой и аподунитовой природы серпентинитов необходимо подходить осторожно, иначе роль гарибургитов в составе альпинотипных поясов в строении глубин Земли будет резко завышена.

Между тем детальные петрографические исследования показывают, что энстатит не всегда и не обязательно генетически связан с баститом. Во многих случаях ортопироксен развивается непосредственно в дисперсном и петельчатом субстрате, взаимосвязанно с оливином, образует в рассланцованных серпентинитах порфиробласты, их цепочки и полосы мономинерального энстатита, мощность которых колеблется от 2 см до 5 м.

Даже обычная перекристаллизация субстрата в серпентиновые минералы сопровождается развитием энстатита в виде мелкозернистого и игольчатого агрегата, часто в симплектитовом срастании с магнетитом, зеленой шпинелью и тремолитом, которые создают около округлых участков петельчатого субстрата келифитоподобные каемки. В серпентиновых брекчиях (см. рис. 13) энстатит в парагенезисе с диопсидом и магнетитом образует каемки около округлых реликтов тонкополосчатого серпентинита, погруженных в хризотилковый агрегат. При этом и энстатит и диопсид пересекают полосчатость серпентинита и вызывают его перекристаллизацию (рис. 39, а). В данном примере

достоверно устанавливается развитие энстатита по серпентиниту и по крайней мере двухкратная перекристаллизация субстрата: ранняя — вдоль его тонкой рассланцованности, о чем свидетельствуют параллельные шнуры серпентина и сплюснутая форма ячеек дисперсного вещества, и более поздняя — вдоль трещиноватости полосчатого серпентинита ранней фазы с образованием брекчии замещения. Развитие второй фазы сопровождалось дегидратацией и частичным привнесом Са, возможно Si, в результате чего около реликтов продуктов ранней перекристаллизации, сохранивших дисперсное вещество в ячейках, возникли энстатит и диопсид.

Из одного этого примера видно, что серпентиниты — продукт сложных, длительных и многостадийных процессов, следовательно их невозможно вместить в рамки обычной серпентинизации ультраосновных интрузивных пород.

Нередко прослеживается взаимосвязь образования ортопироксена и оливина, замещающих дисперсный и петельчатый субстрат (рис. 39, б). Около крупных зерен петельчатого оливина наблюдается кайма игольчатого энстатита и повторяющая контуры оливина полоска магнетита с хромитом. При этом игольчатый энстатит, темный от микровключений, проникает в вещество субстрата, но не в оливин, с которым он разделен узкой полоской серпентина или магнетита. В дальнейшем лучистый энстатит гомогенизируется, очищается от примесей и приобретает обычную для него форму и строение.

Непосредственно в петельчатом субстрате, с дисперсным веществом в ячейках оливин и энстатит образуют крупные зерна с ясно видимыми швами срастания бывшего гломеробласта (рис. 39). При этом оба минерала пересекают петельчатую структуру субстрата, имеют с ними резкие границы, подчеркнутые узкой каймой магнетита, и постепенные переходы. Энстатит содержит включения субстрата, а мелкие червеобразные и игольчатые новообразования оливина появляются в его ячейках и петлях.

Из приведенного материала выявляется, что ортопироксен, как и оливин образовался в ходе дегидратации дисперсного и петельчатого субстрата. Но если главные порообразующие минералы дунита и гарцбургита — вторичные, то сами породы не могут быть интрузивными и также представляют собой продукт длительной и интенсивной дегидратации с полным преобразованием субстрата в безводные минералы — оливин и энстатит.

Необычайно сложный и неравномерный процесс минералообразования и специфика его проявляются в каждом малом участке породы и зависят от особенностей развития ее, дегидратации и сопутствующих ей явлений перераспределения вещества и собирательной перекристаллизации. В результате этого возникает петрографическая и структурно-текстурная неоднородность гипербазитов, а также сочетание свежих дунитов, гарцбургитов и энстатитов между собой, с разностями субстрата и продуктами его перекристаллизации.

Взаимодействием этих процессов и особенно неравномерным перераспределением вещества следует объяснять возникновение крупных

порфиروبластов и цепочек энстатита, переходящих в полосы и тела энстатита, густота и параллельное расположение которых в серпентинитах и существенно оливиновых породах создают полосчатые гарибургиты.

Энстатиты не имеют широкого распространения в гипербазитах Малого Кавказа. Особенности их строения, расположения в различных типах ультраосновных пород, сочетания с рассланцованными серпентинитами, химизм породы и слагающего ее энстатита и другие подробно рассмотрены нами на примере Полярного Урала (Морковкина, 1967).

Следует отметить, что дегидратация и перекристаллизация субстрата — взаимосвязанные процессы, а ведущее значение каждого из них зависит от конкретно сложившихся условий в любом малом участке породы. Исключительно важная роль при этом принадлежит воде (точное ее состояние нам не известно), поведение которой определяет весь ход минералообразования. Если вода остается в системе и происходит лишь перераспределение ее, возникают оливин-энстатит-серпентиновые ассоциации, а в случае ее миграции — свежие дуниты и гарибургиты. Однако пространственная связь указанных продуктов и их взаимопереходы указывают, что миграция воды проходила медленно и локально в пределах малых участков.

РОЛЬ МЕТАСОМАТОЗА В ОБРАЗОВАНИИ АССОЦИИРУЮЩИХ С ГИПЕРБАЗИТАМИ ПОРОД

В составе офиолитового пояса Малого Кавказа, включая исследованные нами массивы, значительную роль играют габброиды, верлиты, клинопироксениты, амфиболиты, кварцевые диориты и другие породы. Все они тесно связаны с гипербазитами пространственно, взаимопереходами и перемежаемостью, составляя в совокупности единую природную ассоциацию, характерную для большинства гипербазитовых поясов складчатых зон мира. Главное различие в строении массивов и поясов разных регионов заключается в количественных соотношениях между собственно гипербазитами и ассоциирующими с ними породами разного состава.

Образование всей ассоциации обычно ставят в связь с процессами дифференциации исходной магмы (базальтовой или перидотитовой) на глубине с последующим перемещением дифференциантов либо на месте становления интрузивов.

Полученные нами материалы не дают основания согласиться с общепринятой концепцией по следующим причинам.

Прежде всего во всех ассоциирующих с гипербазитами породах обнаружены реликты дисперсного и петельчатого субстрата со всеми стадиями его образования в те породы, в которых находятся реликты. Этот факт, а также приведенные выше доказательства регенерированной природы гипербазитов заставляют считать и ассоциирующие с ними породы продуктом преобразования одного и того же субстрата. Если в формировании собственно гипербазитов ведущую роль играли практически изохимические процессы — дегидратация и перекристаллизация субстрата, то возникновение габброидов, верлитов, клинопироксенитов и других пород обусловлено метасоматозом с обильным привнесом компонентов (Al , Ca , Si , CO_2 , щелочей и др.).

Состав, количество и состояние привносимых компонентов, направленность и интенсивность метасоматоза и условия его развития, а также сопутствующие ему процессы определяют разнообразие минерального состава, структурно-текстурные особенности и специфику внутреннего строения метасоматических пород.

В зависимости от их минерального состава метасоматические процессы можно классифицировать как пироксенизацию, фельдшпатизацию (гроссуляризацию), амфиболизацию, карбонатизацию и т.д. В данном

случае название процесса определяется ведущей ролью породообразующего минерала, хотя все они нередко взаимосвязаны между собой и каждый из них сопровождается перекристаллизацией и дегидратацией субстрата.

Развитие метасоматоза контролируется тектоникой — зонами расщепления, брекчирования, трещиноватости и милонитизации субстрата, — строение которых отражается на структурно-текстурных особенностях метасоматических пород, а также на степени интенсивности преобразования субстрата.

Судя по разнообразию минеральных парагенезисов метасоматических пород в узких пределах, запутанным соотношениям между минералами и резко изменчивым количественным соотношением их в пределах одного небольшого тела и даже штуфа, можно полагать, что метасоматические процессы протекали длительно, импульсивно и имели различную направленность с неоднократной сменой минералообразования.

Следовательно, метасоматические породы, ассоциирующие с гипербазитами в том виде, в каком они представлены в настоящее время, являются продуктом полиметаморфических процессов или совокупности одновременных и разнонаправленных метасоматических и изохимических процессов. В частности, амфиболизация проявляется непосредственно в дисперсном субстрате, продуктах его ранних преобразований — серпентинитах и пироксенитах, метасоматических породах — габброидах, верлитах и др.

Однако конечные продукты амфиболизации разных пород одинаковы или трудно различимы.

Отсюда понятна сложность стоящей перед нами задачи — по конечным продуктам множества метасоматических и метаморфических процессов попытаться восстановить последовательность и ведущее значение каждого процесса, а также выявить исходный субстрат, в котором они совершались. При этом главными критериями для суждения о способе формирования ныне существующих метасоматических пород офиолитового пояса служат петрографические признаки, выявленные при детальном изучении пород.

В данной работе нет необходимости подробно останавливаться на сущности и особенностях проявления даже главных, петрогенных метасоматических процессов, поскольку они достаточно подробно рассмотрены на примере Полярного Урала (Морковкина, 1962, 1964, 1967, 1971; Морковкина, Гаврилова, 1965, 1970; Морковкина и др., 1973). Главное различие между метасоматическими породами Полярного Урала и Малого Кавказа заключается в интенсивности преобразования исходного субстрата, который почти не сохранился в породах Полярного Урала, тогда как в породах Малого Кавказа он присутствует в виде реликтов и представлен дисперсным и петельчатым субсерпентинитом. Учитывая это, целесообразно в данной работе подробно рассмотреть наиболее спорные стороны метасоматических пород, а именно: в каком исходном субстрате совершался метасоматоз и каковы соотношения и взаимоотношения его с рассмотренными выше дегидратацией и перекристаллизацией.

РОЛЬ МЕТАСОМАТОЗА В ОБРАЗОВАНИИ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ И ВЕРЛИТОВ

Метасоматическая природа клинопироксенов в верлитах и пироксени-тах в настоящее время не вызывает сомнения, спорным является во-прос о способе, месте и причинах их образования.

Клинопироксениты и верлиты дунит-пироксенит – габбровой форма-ции Урала одни исследователи (Воробьева и др., 1962 и др.) принима-ют за продукты стадии магматического замещения, другие – метасо-матического преобразования дунитов и энстатитов, третьи – контак-тового воздействия габброидных интрузивов на гипербазиты. По на-шим данным, габброиды, верлиты и клинопироксениты Полярного Ура-ла продуцированы в ходе метасоматического преобразования сер-пентинитов (Морковкина, 1967). Этот вывод полностью приложим к аналогичным породам Малого Кавказа за исключением исходного суб-страта, который представлен ультраосновным веществом дисперсного строения, названным нами субсерпентинитом.

Выше было отмечено образование в субстрате крупных порфиро-бластов диопсида (см. рис. 3–5), в зависимости от количества и ха-рактера расположения которого субстрат приобретает облик перидо-титов, называемых обычно серпентинизированными перидотитами. Вме-сте с тем прослеживается рост диопсида в субстрате – от появления узелков, игольчатых кристаллов и микрозернистого агрегата до круп-ных порфиро- и пойкилобластов, прожилков и полосок диопсида и по-лос диопсидита.

В пойкилобластиках диопсида включения субстрата подвергаются дегидратации (см. рис. 5) и пересекают петельчатую структуру суб-страта, что доказывает метасоматический рост диопсида вдоль по-лигональной трещиноватости субстрата.

Во многих случаях метасоматическое образование клинопироксена затушевано сопутствующими процессами и не всегда распознается или вопрос об его образовании не имеет однозначного решения. Тем не менее и в таких породах почти всегда выявляются признаки принад-лежности его к метасоматическому минералу. Например, в породах, принимаемых за серпентинизированные верлиты, диопсид образует крупные (до 10 см) пойкилобласти в тонкополосчатом серпентините с реликтами петельчатого субстрата с дисперсным веществом в ячей-ках, частично замещенных оливином (рис. 40). При этом диопсид пе-ресекает полосчатость субстрата, расчленяет его на мелкие участки с перекристаллизацией и дегидратацией, но не серпентинизацией оли-вина. Диопсид не очищен от микропримесей, сохраняет реликтовую петельчатую структуру и разрастается в субстрате.

По существу клинопироксенизация субстрата аналогична ее про-явлению в серпентинитах Полярного Урала и нет необходимости ос-таиваться на ней подробно. Важно подчеркнуть, что в массивах Малого Кавказа она развивается в дисперсном и петельчатом субст-рате и сопровождается его дегидратацией. Именно в результате этого возникают породы, близкие по составу верлитам со всеми переходны-

ми разностями — от субстрата с пойкилобластиками диопсида до мономинеральных диопсидитов и свежих верлитов. Эти сопутствующие явления придают породам видимость серпентинизированных пород, хотя многочисленные факты доказывают, что серпентиновые минералы возникают в ходе перекристаллизации субстрата, а свежий оливин — продукт дегидратации вещества ячеек и последующей гомогенизации и собирательной перекристаллизации. Например, в оливинсодержащих клинопироксенитах и переходных к верлитам разностях, в которых побочные процессы выражены слабо, содержатся признаки их метасоматического образования: порода имеет кристаллобластическую структуру, пироксен — несвойственную ему округлую и полигональную форму, а оливин — характер реликтов субстрата с избирательной дегидратацией (рис. 41, а). Об этом свидетельствуют: неправильная форма и разная величина скоплений оливина; его развитие в ячейках субстрата, часть из которых представлена дисперсным веществом; гломеробластовый характер крупных зерен с реликтовой петельчатой структурой, а также реакционные каемки короткопризматического пироксена и оливина около реликтов субстрата, частично и полностью перекристаллизованного в микроигольчатый тремолит.

Аналогичная картина наблюдается в богатых серпентином верлитах (рис. 41, б): петельчатый субстрат с вытянутыми ячейками дисперсного вещества содержит оливин и диопсид без следов катаклаза. При этом оливин вытянут согласно гнейсовидности субстрата, а его количество возрастает вблизи пироксенов и между ними, ксеноморфные порфиробласты которых расположены поперек гнейсовидной структуры субстрата, подчеркнутой шнурами магнетита.

Таким образом, клинопироксен и оливин типичных верлитов и пироксенитов, как и сами породы, имеют микроструктурные особенности метасоматических образований, возникших в связи с пироксенизацией и сопутствующей ей дегидратацией дисперсного субстрата и петельчатого серпентинита.

Этот вывод согласуется с переменным химическим составом клинопироксенов пород одного массива, связанных между собой постепенными переходами (табл. 2). Так, химический состав клинопироксена, образующего крупные пойкилобласти в плотном слабораскристаллизованном субстрате (анализ 1), отличается от состава клинопироксенов верлита с реликтами субстрата и пироксенита (анализы 2 и 3) содержанием всех компонентов. Отчетливо прослеживается увеличение CaO и соответственно уменьшение MgO в диопсиде пироксенита (анализ 3), что может служить косвенным признаком степени пироксенизации субстрата. Содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 и SiO_2 широко варьирует; FeO — довольно постоянно. В составе клинопироксенов различных пород отмечается также Na_2O , что указывает на привнос в ходе метасоматоза не только кальция, но и глинозема и частично щелочей. Содержание в клинопироксенах H_2O (0,6–3,10%) связано с присутствием в них микровключений водусодержащих минералов, скорее всего сер-

Таблица 2

Химический состав клинопироксенов гипербазитов
Джил-Сатанахачского массива

Окислы	Петельчатого серпентинита (1)*	Перидотита (2)	Пироксенита (3)	Верлита (4)
SiO ₂	48,76	47,00	49,76	47,32
TiO ₂	0,23	0,41	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	1,63	5,76	3,98	7,62
Fe ₂ O ₃	1,92	0,88	0,69	2,60
FeO	3,80	3,80	3,64	2,02
MnO	0,18	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	20,70	18,32	17,68	17,88
CaO	18,95	22,30	24,01	19,72
Na ₂ O	0,13	0,18	0,13	2,30
K ₂ O	0,02	Сл.	Сл.	0,75
H ₂ O ⁻	0,08	0,15	-	0,10
H ₂ O ⁺	3,10	2,15	0,60	1,40
Cr ₂ O ₃	0,57	Не опр.	Не опр.	-
V ₂ O ₅	0,06	"	"	-
Сумма	100,13	100,95	100,58	100,73

* n_g 1,704, n_m - 1,686, n_p - 1,680, $2V^\circ = +60$, $cNg = 40-53^\circ$,

1 - материалы автора, обр. 108-68; аналитик Е.И. Ломейко,

ИГЕМ АН СССР; 2-4 - из материалов Г.С. Арутюняна.

пентинов, а возможно, и дисперсного субстрата, что подтверждается наиболее высоким содержанием воды в клинопироксене серпентинитов (анализ 1) и незначительным - в клинопироксените (анализ 3), где минерал более очищен от примесей.

При сравнении с клинопироксенами метасоматических пород Полярного Урала выявляется близость их составов, а следовательно, и сходство с составами первичного клинопироксена нодулей в базальтах и перидотитов расслоенных интрузивов. Отсюда можно заключить, что

пироксенизация дисперсного и петельчатого субстрата, как и на Полярном Урале, имеет глубинный характер и протекала в условиях, соответствующих гранулитовым фациям метаморфизма.

В ходе пироксенизации субстрата в Джил-Сатанахачском массиве происходит образование натрийсодержащих клинопироксенов до типичных жадеитов и жадеититов.

Клинопироксены с небольшим количеством натрия (табл. 2, анализ 4) широко представлены в метасоматических породах, особенно в габброидах и тесно связанных с ними свежих верлитах. Макроскопически натрийсодержащий клинопироксен отличается от обычного диопсида ярко-зеленой окраской, а химически — высоким содержанием глинозема, Na_2O (2,30%) и примесью K_2O .

Жадеититы образуют обособленные небольшие жилы- и штокоподобные тела (верховье р. Памбак) среди рассланцованных серпентинитов, в контакте интенсивно амфиболизированных и альбитизированных. Не останавливаясь на характеристике жадеитов, которые аналогичны полярноуральским (Морковкина и др., 1973), отметим их постоянную ассоциацию с альбититами, а также пересечение их прожилками флогопита. Радиологический возраст пересекающего их флогопита определяется в 186 млн. лет, тогда как возраст флогопита из прожилков вблизи расположенных плагиогранитов — 168 млн. лет (Морковкина, Арутюнян, 1971). Следовательно, в пределах одного участка массива флогопитизация жадеититов и плагиогранитов протекала одновременно, в разных условиях и на разной глубине.

На основании приведенных данных можно говорить о двух разновозрастных фазах флогопитизации: более ранней — жадеититов и более поздней — плагиогранитов. Этим устанавливается относительно древний возраст жадеититов, а принимая во внимание их залегание в серпентинитах, и значительно более древний радиологический возраст серпентинитов.

С другой стороны, ассоциация натрийсодержащего клинопироксена с диопсидом и метасоматическими габброидами позволяет судить о времени развития метасоматоза, в частности пироксенизации субстрата, а также о длительной, сложной и разнообразной истории формирования гипербазитовой ассоциации в целом, которая в основном имеет прогрессивный характер и может рассматриваться в качестве длительной эволюции дисперсного ультрамафитового субстрата.

ФЕЛЬДШПАТИЗАЦИЯ СУБСТРАТА И ОСОБЕННОСТИ ВОЗНИКАЮЩИХ ГАББРОИДОВ

Кальцевый метасоматоз распространен в гипербазитах Севанского пояса широко, но весьма неравномерно, с разной степенью преобразования субстрата и многообразием видов возникающих при этом пород. Частично этот процесс нашел отражение в клинопироксенизации петельчатого субстрата с образованием серии пород — от серпентинитов, содержащих порфиробласты клинопироксена, до клинопироксенитов.

Более широко и отчетливо кальциевый метасоматоз выражен в фельдшпатизации, продушировавшей в конечном итоге серию плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых пород — габброидов резко такситового строения. По существу фельдшпатизация неразрывно связана с пироксенизацией и, судя по конечным продуктам, ее следовало бы рассматривать как габброизацию серпентинитов. Вместе с тем фельдшпатизация в данном случае предпочтительнее габброизации, так как указывает направление метасоматоза, в котором ведущее значение принадлежит плагиоклазу, а пироксен, оливин и другие минералы — второстепенные, побочные продукты этого процесса.

Фельдшпатизация в пределах пояса тесно переплетается с гранатизацией, которой на начальных стадиях принадлежит ведущая роль, так как возникающая при этом полевошпатовая масса лишена кристаллической фазы и лишь по химизму соответствует составу анортита или гроссуляра.

По морфологии и многофазности проявления, приуроченности к ослабленным зонам, трещинам и плоскостям рассланцевания субстрата, а также по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям метасоматических габброидов фельдшпатизация в пределах офиолитового пояса аналогична фельдшпатизации Полярного Урала (Морковкина, 1967). Поэтому нет необходимости подробно останавливаться на особенностях ее развития, а целесообразно обратить главное внимание на субстрат и механизм его преобразования, поскольку эти вопросы — наиболее спорные и важные в петрографическом отношении и в какой-то мере вскрывают сущность метасоматоза.

В изученных массивах Малого Кавказа хорошо выражены начальные стадии процесса, которые макроскопически проявляются в виде червеобразных выделений белой почти аморфной массы, постепенно вытягивающихся в прожилки и полосы микробрекций (рис. 42, а). По существу происходит полевошпатовая импрегнация субстрата, представленного плотным петельчатым серпентинитом с дисперсным веществом в ячейках. С увеличением интенсивности метасоматоза возникают широкие полосы и поля меланократового габбро, в котором темная часть породы — реликты субстрата в различной стадии изменения (рис. 42, б).

В конечном итоге возникает серия габброидов самого различного состава и строения — габбро и габбро-нориты, пироксениты, плагиоклазиты, габбро-пегматиты, брекчии замещения, лейкократовые габброиды, содержащие реликты субстрата различной формы и величины (рис. 42, в). Все они связаны между собой и серпентинитами сложными, мигматитоподобными соотношениями, перемежаемостью, взаимопереходами во всех направлениях, содержат реликты субстрата, т.е. представляют собой своеобразные ультрамигматиты.

Нередко в серпентинитах встречаются самостоятельные тела и широкие полосы массивных и плосчатых гранулитов, габбро, габбро-норитов, как правило, имеющих роговиковую структуру и содержащих согласные полосы серпентинита в разной степени дегидратированного. Их минеральный состав весьма непостоянен и зависит от сочетаний порообразующих минералов — плагиоклаза (гроссуляра) и пироксе-

нов между собой и с реликтами субстрата, играющего роль своеобразного породообразующего "минерала", а также от примеси второстепенных минералов — амфибола, талька и др.

Следует еще раз отметить, что при фельдшпатизации плагиоклазовое вещество проходит дисперсную или скрыто кристаллическую фазу с образованием белой сливнойgrossуляровой массы, в шлифе — черной, плотной, непрозрачной, не поляризующей и не диагностируемой методами световой оптики. Ее минеральный состав генерируется в ходе ее раскристаллизации, в зависимости от условий которой возникают плагиоклаз, grossуляр, цоизит, гидрогранат. Для Малого Кавказа характерно развитие именно grossуляризации с образованием пород типа родингитов и grossулярититов, тогда как на Полярном Урале преимущественное значение имела собственно фельдшпатизация, реже — цоизитизация и крайне редко — grossуляризация.

Поскольку grossуляризация прибуша начальной стадии процесса, ее широкое развитие в пределах офиолитового пояса с образованием родингитов свидетельствует о "молодости" самого процесса, поскольку масса не претерпела полной раскристаллизации, а также о более глубоких условиях развития самого процесса, чем на Полярном Урале, где плотная масса почти полностью перекристаллизована в плагиоклаз, реже — цоизит, но не в grossуляр.

Как и все метасоматические процессы, grossуляризация (фельдшпатизация) контролируется тектоникой — полигональной трещиноватостью субстрата, плоскостями его рассланцевания, зонами нарушения и брекчирования и т.д. При этом характер нарушенности субстрата сказывается на текстурно-структурных особенностях габброидов. Так, приуроченность к полигональной трещиноватости приводит к развитию микробрекчий, макроскопически сходных с интрузивными породами, за которые их часто и принимают.

Grossуляровая масса чаще всего развивается в петельчатом серпентините с дисперсным веществом в ячейках, и имеет с ним различные соотношения: резкий контакт без признаков взаимодействия (рис. 43, а), а также переходную зону в виде тонкой смеси grossуляра и серпентинов (рис. 43, б). В других случаях между массой и субстратом развивается реакционная зона из лучистого диопсида, разрастающегося и по темной grossуляровой массе, и по субстрату (рис. 44, а), хотя в расположенных рядом участках шлифа зона представлена микровернистым оливином, пальцевидные отростки которого глубоко уходят в субстрат (рис. 44, б). Эти факты доказывают grossуляризацию петельчатого субстрата, хотя и не дают представления о минеральном составе самой массы. О ее дисперсном строении и неоднородном фазовом составе можно судить на основании электронно-микроскопических снимков (рис. 45), которые фиксируют соотношения ее с субстратом и новообразованиями брусита и серпентина. Методом микрзонда выявляются обогащение массы магнием в краях прожилков и неравномерное распределение Al, Cr, Ca и Fe по ширине прожилка, т.е. подтверждается grossуляризация серпентинита и наличие переходной зоны.

Рентгеноструктурным методом в составе массы определены гроссуляр, гидрогроссуляр, серпентин, изредка брусит.

Химический состав гроссуляровой массы характеризует анализ, замешанный из работы С.А. Паланджяна (1971): SiO_2 35,80, Al_2O_3 25,10, Fe_2O_3 1,15, FeO 0,54, MnO 0,10, MgO 2,78, CaO 30,60, Na_2O 0,10, K_2O 0,06, п.п.п. 3,62; сумма 100,91 (вес. %). Судя по содержанию MgO , Fe_2O_3 и воды, анализируемый образец не отвечает составу чистого

гроссуляра, а содержит примесь серпентина и гидрогроссуляра. В гроссуляровой массе определены микропримеси Y, Ti, P, Zn, V, Li, La.

В пегматитовых серпентинитах с дисперсным веществом в ячейках гроссуляровой массы образуются прожилки и вызывает перекристаллизацию субстрата в краях и в центральной части (рис. 46, а). В микросланцеватом субстрате с сплюснутыми ячейками она замещает ячейки, пересекает сланцеватость и сопровождается дегидратацией вещества, пересекает сланцеватость и сопровождается дегидратацией вещества, форму которых наследуют оливин и гроссуляр с образованием одинаковой ячеистой структуры (рис. 46, б). Это, а также концентрация оливина вблизи гроссуляровой массы и вытянутость его зерен согласно с гнейсовидностью субстрата свидетельствуют о развитии процесса в уже рассланцованном серпентините.

С увеличением роли гроссуляровой массы субстрат расчленяется на мелкие причудливой формы участки или реликты, а порода приобретает микробрекчиевидное строение (рис. 47, а). Ее внешний облик имеет сходство с интрузивными троктолитами, за которые ее обычно и принимают. Тем не менее принадлежность породы к метасоматической брекчии бесспорна, так как участки субстрата или серпентинита окружены реакционными каемками диопсида, разрастающегося в пойкилобласты, а гроссуляровая масса замещает вещество ячеек с образованием ячеистой структуры. При этом часть ячеек замещена агрегатом серпентина и гроссуляра, другая — микроагрегатом гроссуляра, а местами — оливином (рис. 47, б). Рядом расположенные и еще не полностью разделенные участки пегматитового серпентинита имеют одинаковую структуру, а оливин в ячейках погасает одновременно в обоих реликтах, т.е. оливин ведет себя как монокристалл, хотя часть ячеек серпентинита замещена гроссуляром и даже хромитом.

Перекристаллизация субстрата, реакционные зоны в краях реликтов и расчленение субстрата — веские аргументы в доказательство гроссуляризации серпентинита, а следовательно, и вторичного образования оливина в ячейках. Их одновременное погасание в пределах двух самостоятельных участков субстрата не может служить признаком первично магматической природы оливина, а ячеистая структура гипербазитов признаком их серпентинизации. Поскольку ячеистая структура возникает и при замещении ячеек гроссуляром, ее образование обусловлено более общими и глубокими причинами: полигональной трещиноватостью исходного дисперсного субстрата и возникающей фазовой неоднородностью — дисперсной фазой в ячейках и кристаллической вдоль трещиноватости. Вполне понятно, что дисперсная фаза значительно лег-

че и быстрее будет замещаться и испытывать дегидратацию, чем кристаллическая, требующая предварительного разрушения решетки минерала. По этой причине трудно предполагать серпентинизацию первичного оливина и замещение его в ячейкахgrossуляровой массой. Правда, распространено мнение, что grossуляровая масса — продукт гидротермального изменения плагиоклаза, проявившегося после серпентинизации оливина, в результате чего первично магматическая порода — троктолит был преобразован в родингит.

Этому, однако, противоречит отсутствие в породе признаков милонитизации, а также реакционные соотношения плагиоклаза с субстратом (рис. 48, а). Как видно на снимке, плагиоклаз вместе с grossуляровой массой пересекает гнейсовидность породы, замещает дисперсное вещество ячеек, часть которых генерирована в оливин, наследующий линзовидную форму ячеек и согласную с гнейсовидностью их ориентировку. Это и приуроченность оливина к плагиоклазу доказывают фельдшпатизацию (grossуляритизацию) серпентинита, претерпевшего к тому времени микрорасщепление.

В плагиоклазовых троктолитах, обычно принимаемых за интрузивные породы, обращают внимание неправильная форма, изменчивый состав и различная величина зерен плагиоклаза, извилистая форма реликтов субстрата, которые невозможно принять за измененный первичный оливин (рис. 48, б). Принадлежность их к реликтам субстрата определяется реакционными зонами тремолита и магнетита по краям, различным характером их изменения в пределах одного шлифа: одни реликты полностью перекристаллизованы в мелколистоватый серпентиновый агрегат, другие почти полностью замещены агрегатом тремолита, третьи сохранили петельчатую структуру с генерированным оливином в ячейках, зерна которого повторяют форму зерна плагиоклаза, проникающего в субстрат реликта.

Приведенные факты заставляют сомневаться в правильности представлений об интрузивной природе троктолитов, серпентинизации оливина и высвобождении в ходе ее магнетита. Вместе с тем эти же факты показывают сложность фельдшпатизации, ее неравномерное развитие и связь с ней дегидратации, перекристаллизации и амфиболизации субстрата, а также непрерывное перераспределение компонентов, в том числе воды, в каждом малом участке породы.

Замещение субстрата реликтов тремолитом, возможно, обусловлено избытком воды, возникшем при дегидратации вещества ячеек, лишенной возможности мигрировать от места выделения. Из этого можно сделать вывод о том, что перераспределение компонентов внутри системы активно влияет на минералообразование, выполняя роль своеобразного фактора равновесия в каждом участке породы, а также о глубинном характере фельдшпатизации, поскольку выделяемая вода не имела свободного выхода.

В конечных продуктах фельдшпатизации — габброидах (родингитах) значительно труднее, а в некоторых случаях невозможно, определить их метасоматическую природу, а тем более — исходный субстрат. Однако детальные петрографические исследования позволяют решать эту

задачу быстрее и надежнее, чем другие методы исследования. Так, метасоматическая природа лейкократовых троктолитов определяется на основании следующих признаков (рис. 49, а): неполностью раскристаллизованная полевошпатовая масса с зародышевой формой плагиоклаза; резко различная величина и извилистая форма реликтов субстрата, не позволяющие принять их за первичный оливин; отчетливо выраженное замещение массой петельчатого серпентинита крупного реликта, окруженного каймой магнетита; соединение этого реликта с реликтами перекристаллизованного субстрата и петельчатого серпентинита с замещенными массой ячейками; в пределах одного реликта вещество ячеек генерировано в оливин и замещено плотной массой; приуроченность оливина к краям реликта и согласная с его формой вытянутость зерен оливина.

Аналогичная картина характерна для плагиоклазовых троктолитов (рис. 49, б). Вторичное образование оливина в крупном реликте субстрата предопределено его формой, которая резко противоречит представлению о форме кристаллизовавшегося из расплава минерала. Кроме того, оливины в ячейках имеют самостоятельные зоны роста, а его зерна вытянуты в разных направлениях, несмотря на их одновременное погасание в пределах реликта. Часть оливинов сростается в более крупные зерна, а в ряде ячеек и краях реликта имеет агрегатное строение. Все это, а также реакционная каемка около реликта и характер развития магнетита (?) в плагиоклазе указывают на метасоматическое образование породы в целом.

У плагиоклазитов и лейкократовых троктолитов также обнаруживаются признаки метасоматических пород (рис. 50): кристаллобластическая структура, резко различная величина и неправильная форма зерен плагиоклаза без признаков их одновременности образования и кактаклаза, обилие нитевидных прожилков магнетита в плагиоклазе, причудливая форма реликтов субстрата, реакционные оторочки вокруг них и гнейсовидное строение отдельных реликтов, которому подчинена форма ячеек и оливина.

Таким образом, фактический материал дает достаточно ясное представление о развитии фельдшпатизации (гроссуляризации) в петельчатом субстрате с дисперсным веществом в ячейках. Это и последовательные стадии его преобразования в габброиды и плагиоклазиты доказывают метасоматическую природу ассоциирующих с гипербазитами пород основного состава.

Характерная особенность гроссуляризации, как видно на приведенных снимках, — связь с ней хромшпинелидов, которые вместе с гроссуляровой массой проникают по трещинкам в субстрат с образованием типичных метасоматических брекчий и участков хромита. Можно предполагать, учитывая приведенные выше материалы о выделении хрома при дегидратации субстрата, что мобилизация хрома и вовлечение его в метасоматические процессы — главные причины рудообразующих процессов. Постоянный спутник фельдшпатизации — диопсид, реже — геденбергит и железистый энстатит (Fs 8–18%).

Развитие диопсида в связи с фельдшпатизацией непосредственно в

дисперсном и петельчатом серпентините аналогично отмеченному выше поведению его при пироксенизации. В ходе фельдшпатизации диопсид вместе с гроссуляровой массой – главный породообразующий минерал габброидов и редингитов, где он распределен неравномерно и имеет различную величину зерен (от 0,01 мм до 12 см). По химизму диопсид также непостоянен, содержание его компонентов, особенно Fe, Ca и Mg, колеблется. Прослеживаются все стадии роста диопсида – от микрозернистого и игольчатого агрегата до крупных монокристаллов, порфири- и пойкилобластов, а нередко и гломеробластов с футлярной формой. Выявляется, что собственная диопсиду форма приобретает в результате многократной собирательной перекристаллизации.

В существенно плагиоклазовых габброидах диопсид развивается также по петельчатому субстрату на контакте с плагиоклазом, по реликтам среди плагиоклазовой ткани, полностью замещает реликты субстрата в метасоматических брекчиях с сохранением формы и величины реликтов, в результате чего брекчиевидные породы приобретают облик пироксеновых габбро-пегматитов.

Реакционные каемки по петельчатому серпентиниту с дисперсным веществом и оливином в ячейках диопсид образует непосредственно на границе с плагиоклазом (рис. 51, а). При этом каемки имеют свою образную зональность: наружная зона представлена короткопризматическим диопсидом, внутренняя – агрегатом его с гроссуляровой массой и магнетитом.

В полосчатых габброидах пироксен образует полосы различной мощности, переходящие в прерывистые и струйчатые цепочки пироксена в серпентините, в значительной степени дегидратированного и обогащенного порфиробластами того же диопсида. Мелкозернистый пироксенит, полосы которого перемежаются и с серпентинитом, и с плагиоклазитом, и с гроссуляровой массой, имеет, как правило, кристаллобластическую структуру и содержит причудливой формы реликты петельчатого субстрата (рис. 51, б). Как видно, по строению и дегидратации вещества ячеек, форме и гнейсовидной структуре они аналогичны реликтам в лейкократовом троктолите.

Трудно передать все разнообразие проявления фельдшпатизации и возникающих при этом пород. Но и приведенного материала достаточно, чтобы сделать вывод о развитии процесса в петельчатом субстрате с дисперсным веществом в ячейках с побочными явлениями – дегидратацией и перекристаллизацией субстрата в серпентиновые минералы, в том числе и вдоль полигональной трещиноватости субстрата, что обусловило его петельчатую структуру. Взаимосвязь и неравномерное развитие каждого из указанных процессов в пределах небольших участков явились причиной образования в конечном итоге габброидов (редингитов), их сложного такситового строения и мигматитоподобных соотношений с серпентинитами. С другой стороны, по этой же причине оказались затухевшими признаки метасоматического происхождения габброидов. Например, петли и шнуры серпентина, возникшие в связи с метасоматозом, производят впечатление более поздних образований – серпентинизации.

То же самое можно сказать о тремолите, тальке и других минералах, возникающих в связи с метасоматозом, хотя они имеют подобию самостоятельных и более поздних минералов, образующихся в связи с гидротермальным преобразованием габброидов.

Особенно трудно выявить побочные продукты метасоматоза в тех случаях, когда они пространственно не связаны с габброидами, хотя логически можно предполагать, что образование габброидов сопровождалось высвобождением значительного количества воды или гидротерм, богатых высвобожденными компонентами, которые где-то продуцировали соответствующие породы. Следовательно, минеральный состав метасоматических пород определяется общими условиями, направляющими петрогенный процесс, и внутренними, вызванными нарушением равновесия в ходе каждого процесса в малом участке субстрата или природной системы.

Начальная стадия фельдшпатизации проходит через скрытокристаллическую или дисперсную фазу — плотную, почти аморфную массу, близкую по химическому составу анортиту иgrossуляру, но содержащую до 10% воды. Ее генерация в кристаллическую фазу в зависимости от условий протекает в двух направлениях: раскристаллизация с образованием водосодержащих минералов (цоизит, гидроgrossуляр, нередко смесь grossуляра с серпентином) и обезвоживание с образованием плагиоклаза и граната.

Поскольку в приведенном материале устанавливается сосуществование кристаллической фазы с дисперсной, а водосодержащих минералов — с безводными, напрашивается вывод о глубинной фельдшпатизации и сопряженных с ней процессов, протекавших в условиях затрудненной миграции воды и перераспределения компонентов в ходе преобразования субстрата. Это подтверждается данными расчета химизма сосуществующих минералов габброидов Полярного Урала, согласно чему фельдшпатизация протекала в условиях, соответствующих гранулитовым фациям метаморфизма (Морковкина, Гаврилова, 1970).

ДРУГИЕ ВИДЫ МЕТАСОМАТОЗА СУБСТРАТА

В массивах Севанского пояса выявляется петрогенное значение амфиболитизации, карбонатизации и окварцевания, тогда как другие процессы — альбитизация, цеолитизация, оталькование, биотитизация — не имели существенного значения. Безусловно было еще множество других процессов, в том числе щелочной метасоматоз, которые нами здесь не рассматриваются.

Амфиболитизация — сложный, многократный и разновозрастный процесс, происходящий в различных по составу, возрасту и генезису породах, в общих чертах аналогичный ее проявлению в массивах Полярного Урала. Поэтому остановимся главным образом на амфиболитизации петельчатого субстрата с целью доказать его дальнейшую многогранную эволюцию. При этом следует заметить, что, говоря о петельчатом субстрате, мы оставляем открытым вопрос о времени образования петель серпентина, так как несомненно значительная часть

их возникает в результате перекристаллизации дисперсного субстрата в связи с амфиболизацией и сопутствующей ей дегидратацией вещества ячеек.

Выше была отмечена амфиболизация субстрата в связи с фельдшпатизацией в контакте плагиогранитов и жадеитит – альбититов. Однако во многих случаях амфиболизация серпентинитов протекает как бы самостоятельно, вне видимой связи с другими процессами их метасоматоза, так как существенно амфиболовые породы образуют широкие полосы, узкие полоски и неправильной формы тела непосредственно в серпентинитах, вдали от габброидов и на границе с ними. Развивающиеся при этом амфиболы разнообразны в пределах одного небольшого тела, хотя нередко представлены и мономинеральными разностями. Среди возникающих амфиболов установлены актинолит, тремолит, керсутит, паргасит, обыкновенная роговая обманка, ее слабо щелочные разности и др. В полиамфиболовых телах у всех видов амфиболов обнаруживаются взаимозамещения, прорастания, одного другим, с образованием игольчато-зернистого агрегата. Однако во всех случаях устанавливается их развитие по петельчатому серпентиниту.

На ранней стадии амфиболизация выражена развитием мелкозернистого и лучистого агрегата, часто в ассоциации с магнетитом и зеленой шпинелью, с полным стиранием петельчатой структуры субстрата, которая слабо проступает в его реликтах (рис. 52, а). В других случаях амфиболизация сопровождается дегидратацией вещества ячеек реликтов субстрата, в которых петельчатая структура становится более отчетливой в результате перекристаллизации, вызванной генерацией оливина, а главным образом – концентрации в петлях магнетита, образующего также скопления в амфиболовом агрегате около реликтов (рис. 52, б).

В дальнейшем формировании амфиболовых минералов и присущего им габитуса важную роль играют собирательная перекристаллизация и гомогенизация агрегата, который отчетливо растет по субстрату (рис. 53, а).

Конечный продукт амфиболизации – мономинеральные породы: актинолититы, тремолититы, горнблендиты и т.д. Их структурно-текстуальные особенности разнообразны в пределах небольшого тела. Амфиболизация метасоматических брекчий приводит к образованию габбро-пегматитов, в которых крупные кристаллы, часто футлярного типа, роговой обманки заместили реликты субстрата с сохранением его формы и величины. В мономинеральных разностях кристаллически зернистого строения часто удаётся установить микрореликты серпентинитов в разной стадии их изменения, но местами сохраняющие петельчатую структуру и дисперсное вещество в ячейках (рис. 53, б). Вполне понятно, что активное проявление амфиболизации приводит к образованию пород, сходных по облику и составу с метаморфическими. В таких случаях выявить их генезис очень трудно. С одной стороны, следует учитывать проявление амфиболизации в разных условиях, а следовательно, возможность образования пород разного минерального состава. Так, в ассоциации с гипербазитами находятся амфиболиты, слюдяные

гранатовые амфиболиты, а также амфиболовые сланцы. Обычно их принимают за метаморфические (древние) породы, не имеющие генетической связи с гипербазитами. Вместе с тем не исключена возможность их образования по серпентинитам в определенных условиях и с наложением более поздних процессов, в частности альбитизации. Так, в районе р. Дзорогет среди ассоциирующих с гипербазитами турмалин-содержащих роговообманковых сланцев находятся реликты серпентинита с признаками амфиболитизации. В ряде массивов Азербайджана серпентиниты имеют тектонические контакты со слюдяными амфиболитами, содержащими по плоскостям рассланцевания многочисленные мусковит-плагиоклазовые прожилки. Радиогенный возраст мусковита из прожилков и слюдяных амфиболитов оказался одинаковым, 186 млн. лет, т.е. таким же, как возраст флогопита плагиогранитов, секущих рассланцованные серпентиниты Джил-Сатанахачского массива (Морковкина, Арутюнян, 1971). Следовательно, слюдяные амфиболиты как таковые нельзя считать древними, докембрийскими образованиями, вмещающими гипербазитовые интрузивы. Однако эти косвенные данные не определяют и генетической связи их с амфиболитизацией серпентинитов.

В долине левого притока р. Тертер (Азербайджан) широко развиты гранатовые амфиболиты резко такситового строения. В верхней, водораздельной части хребта на них лежат гипербазиты, а в непосредственном контакте — плотные петельчатые серпентиниты. Контакт между ними "холодный", без признаков тектоники и взаимодействия. Однако в петельчатых серпентинитах вдоль микросланцеватости прослеживаются нитевидные прожилки альмандина, такого же как в гранатовых амфиболитах, в которых обнаружены мелкие, длиной не более 15 см, реликты серпентинита, интенсивно амфиболитизированного. Следовательно, здесь также не исключено образование гранатовых амфиболитов по серпентинитам. Это подтверждается широким развитием гранатовых амфиболитов, гранатсодержащих горнблендитов и пироксен-гранатовых гранулитов на Полярном Урале, где их образование по серпентинитам не вызывает сомнения (Морковкина, 1967). Там же установлено преобразование амфиболовых пород в амфиболиты, нередко очкового строения, в результате последующей альбитизации амфиболитов.

На раннюю амфиболитизацию серпентинитов существенное влияние оказала более поздняя амфиболитизация в связи с широким фронтом гранитизации, сопровождавшей становление гранитоидных интрузивов. В этот процесс оказались вовлеченными также породы гипербазитовой ассоциации, включая продукты амфиболитизации и вулканогенные и осадочные образования разного возраста. При этом все они были преобразованы в одинаковые или сходные плагиоклаз-роговообманковые фации резко такситового строения и неоднородного минерального состава, обусловленного главным образом сочетаниями породообразующих минералов и реликтов различных пород, находящихся в разной стадии преобразования. Фронт гранитизации завуалировал проявление ранней амфиболитизации серпентинитов, а во многих местах и истинные соотношения между гипербазитами и гранитоидами. В результате их становления возникли породы, аналогичные амфиболит-габброидному комплексу По-

лярного Урала, которые выполняют роль своеобразного соединяющего звена между двумя резко разновозрастными ассоциациями: гипербазитовой и гранитоидной.

Карбонатизация в пределах офиолитового пояса выражена образованием лиственитов, карбонатитов, карбонат-хлоритовых, карбонат-серпентиновых и других пород. Их положение, минеральный состав, петрографические, химические и геохимические особенности хорошо изучены и освещены в работах многих исследователей. Нас эти породы интересуют главным образом с целью выявления того субстрата, в котором совершался процесс, независимо от состава карбоната.

Прежде всего обнаруживается удивительное сходство карбонатизации сgrossуляризацией – развитие ее в дисперсном и петельчатом серпентините и прохождение стадии дисперсного состояния карбонатного вещества.

Макроскопически белая, светло-серая, желтая до красного цвета от окислов железа карбонатная масса, в шлифе – бурая, почти черная, непрозрачная, не поляризующая и не диагностируемая методами световой оптики (рис. 54, а). Она проникает в субстрат по полигональной трещиноватости с явлениями его перекристаллизации в краях, замещения вещества ячеек с образованием ячеистой структуры, расчленения на мелкие округлые участки с образованием брекчиевидных разностей и т.д. Все, что было сказано о фельдшпатизации, в равной мере относится и к карбонатизации.

Плотная масса в дальнейшем проходит многократную перекристаллизацию, преимущественно вдоль микротрещиноватости породы, в результате чего карбонатная порода приобретает микротакситовое строение с сочетанием участков плотной массы и продуктов ее раскристаллизации. При этом часто карбонатные породы, особенно листвениты, наследуют полигональную структуру субстрата (рис. 54, б). Так же, как это отмечалось при фельдшпатизации, происходят очищение массы от примесей, гомогенизация карбонатных минералов, их разрастание в полосы, участки и т.д. Только в результате длительной и многократной перекристаллизации карбонатные породы приобретают кристаллическое и зернистое строение с перемежаемостью крупно- и мелкозернистых разностей, находящихся часто в сочетании с бруситом, тальком, хлоритом, серпентиновыми минералами и др. В лиственитах и других карбонатных породах часто присутствуют хромшпинелиды и многочисленные реликты серпентинита, иногда с генерированным оливином в ячейках.

Листвениты отличаются от других карбонатных пород главным образом составом карбоната и неравномерным окварцеванием, захватывающим и карбонатную массу и реликты серпентинита. Это, а также отсутствие внутри и за пределами лиственитов ясно выраженных жил и прожилков кварца, дает основание рассматривать их окварцевание как побочный процесс карбонатизации, вызванный высвобождением кремния в ходе замещения субстрата карбонатом.

Приуроченность лиственитов к краям массивов и контакту их с известняками доказывает тектонический характер самого контакта, тог-

да как карбонатизация серпентинитов не зависит от состава окружающих пород, а контролирует тектонические разломы и зоны, в том числе в центральных частях гипербазитовых массивов.

Окварцевание серпентинитов фиксируется во многих массивах офиолитового пояса и выражено образованием плотных яшмовидных пород и микрокварцитов темно-зеленого, черного и красного цвета. Этот процесс происходит неравномерно, вызывает образование полосок, широких полос и полей, в которых находятся многочисленные реликты серпентинита с резкими границами и постепенными переходами. Нередко возникают тонкополосчатые образования с чередованием микрокварцита и серпентинита. Как в других процессах метасоматоза, здесь прослеживаются последовательные стадии окварцевания с дальнейшей раскристаллизацией плотной микрокристаллической опаловидной массы в халцедон, микро-, мелко- и разномзернистый кварц. Создается впечатление, что окварцевание часто сопутствует процессам метасоматоза, несмотря на отсутствие видимой связи между ними. Вместе с тем устанавливается окварцевание и серпентинитов и карбонатных пород в зонах глубинных разломов, где вместе с кварцем ассоциируют альбит, пренит, цеолиты, брусит и выявляется привнос несвойственных гипербазитам элементов (As, Ag, Au, Hg и др.).

Таким образом, из приведенного фактического, главным образом петрографического, материала выявляется, что петрогенные процессы метасоматоза совершались в основном в дисперсном и петельчатом субстрате, в котором часть серпентиновых минералов продуцирована побочными процессами метасоматоза. Механизм и морфология проявления метасоматических процессов одинаковы и не зависят от состава привносимых компонентов и возникающих минеральных ассоциаций, которые, наоборот, определяются составом привносимых компонентов и условиями развития процесса. Все проявления метасоматоза в целом аналогичны наиболее подробно рассмотренной фельдшпатизации (гроссуляризации) субстрата и проходят дисперсную или неокристаллизованную фазу.

Из этого логически вытекает, что формирование гипербазитовой ассоциации Малого Кавказа проходило в два резко разновозрастных и принципиально различных этапа.

В первый этап был сформирован дисперсный ультрамафитовый субстрат (субсерпентинит), по химическому составу близкий серпентиниту. Его распространение, способ, время и условия образования, состояние в нем воды остаются неясными, так как в настоящее время субстрат встречается только в виде реликтов среди пород ассоциации, где он в значительной мере уже изменен.

Второй этап отражает длительную, необычайно сложную и многостороннюю эволюцию этого дисперсного субстрата или его метаморфическую историю, обусловившую формирование гипербазитовой ассоциации в том виде, в каком она находится в настоящее время. Высокомagneзиальный состав, содержание воды (пара), дисперсное строение, и специфическая трещиноватость делают субстрат чувствительным к любой перемене условий и наиболее восприимчивым к различного рода процессам, особенно идущим в направлении его силификации. По-

этому все процессы в дисперсном субстрате совершались значительно легче, быстрее и с меньшей затратой энергии, чем в кристаллических породах такого же состава.

Разнообразие выявленных процессов, их пространственная сопряженность и взаимосвязанность указывают на то, что субстрат принимал активное участие в длительной геологической жизни региона, на каждый этап которой он реагировал изменением своего состава с образованием минеральных ассоциаций, устойчивых в конкретно сложившихся условиях. В каждый отрезок времени происходило своеобразное приспособление субстрата к той обстановке, в которой он находился, т.е. его эволюция совершалась в соответствии с общими законами развития природных процессов.

На характер минеральных парагенезисов и интенсивность преобразования субстрата большое влияние оказывала связанная в нем вода, высвобождаемая в ходе дегидратации, сопровождавшей почти каждое проявление метасоматоза. Ее поведение и распределение в системе подчинено общим условиям трансформации субстрата и внутренним, связанным с ее перераспределением. Также несомненно влияние воды на активизацию процессов, палингенез и анатексис, гидротермальную деятельность, рудообразование и т.д.

Сочетание, взаимосвязь и приуроченность к тектоническим зонам — главные причины и петрографического разнообразия пород ассоциации, их гетерогенности и сложных соотношений между ними. Метаморфическая история субстрата в основном имела глубинный характер и закончилась до формирования собственно геосинклинальных образований. Дальнейшая эволюция гипербазитов связана с тектоникой и щелочным метасоматозом, проходившим преимущественно вдоль глубинных разломов. Хотя этот вопрос в данной работе не затрагивается, тем не менее следует отметить, что щелочной метасоматоз сходен с фельдшпатизацией и совершается преимущественно в петельчатых серпентинитах, как это наблюдается в гипербазитах Зодского перевала.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА
АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

По литературным данным трудно судить о роли метасоматоза в формировании альпинотипных гипербазитов, поскольку они обычно рассматриваются в качестве интрузивов, а их петрографическое разнообразие и изменения связываются с дифференциацией магмы и ее постмагматической деятельностью. С этих позиций достаточно хорошо изучены минеральный и химический состав гипербазитов складчатых зон, их петрографические и геохимические особенности, а также разработаны схемы становления интрузивов в связи с процессами дифференциации магмы на глубине, на месте становления и постмагматической деятельностью. В последнее время большое внимание уделяется формационному анализу, выделению разновозрастных формаций, в том числе вулканоплутонических, связи гипербазитов с тектоно-магматическими циклами и т.д. Например, гипербазиты Малого Кавказа объединяют со спилит-радиоляритовой серией в офиолитовую формацию, хотя еще В.Н. Лодочников (1936) отмечал несостоятельность подобного объединения, а А.Л. Книппер (1970) подтвердил это, установив разновременность их образования.

Все это привело к такому обилию мнений и взглядов на формирование одних и тех же массивов, что весьма трудно судить об их действительном строении, а тем более о закономерностях становления.

Отвлекаясь пока от генезиса гипербазитов, рассмотрим некоторые особенности их, выявленные нами на примере Полярного Урала и Малого Кавказа.

Прежде всего в обоих регионах гипербазиты сходны по строению, положению и ассоциации с габброидами, амфиболитами и кварцевыми диоритами. В обоих регионах наблюдается тесная пространственная и генетическая связь свежих грубозернистых дунитов, перидотитов, а также гигантозернистых пироксенитов с рассланцованными и развальцованными серпентинитами. В обоих регионах с серпентинитами связаны родингиты, плагиоклазы, цоизититы, жадеититы, габбро-пегматиты с кристаллами оливина и пироксенов длиной до 10 см, т.е. явно не магматические.

Судя по литературным материалам, во всех складчатых зонах мира к гипербазитам приурочены месторождения хромита, корунда, андалузита, золота, а также пегматитов, содержащих турмалин, рубин, берилл, хромдиопсид, апатит, циркон и другие минералы, кристаллы

которых достигают больших размеров. Около тел альбитита, корунда и плуазита развиты во много раз превышающие размеры тел реакционные оторочки флогопита, мусковита, вермикулита, тремолита, а нередко воллостанита.

Широко известна связь с серпентинитами месторождений талька, нефрита, асбеста, а также фтор- и борсодержащих минералов. Установлено окварцевание серпентинитов с образованием яшмоподобных пород и кварцитов.

С серпентинитами ассоциируются разнообразные амфиболовые породы, в том числе глаукофановые, паргаситовые, керсутитовые разновидности, нередко в ассоциации с альбитом, флогопитом и кварцем. В серпентинитах широко распространены карбонатные породы, в том числе листвениты, с которыми связаны рудопроявления золота, киновари, серебра и других элементов. К серпентинитам приурочены рудопроявления пирита, халькопирита, пирротина, а также крупнейшие в мире месторождения хромита и хромшпинелидов, содержащих более 25% Al_2O_3 .

Все перечисленные минералы, породы и рудопроявления ассоциируют с гипербазитами, но отличаются от них резко контрастным составом и содержат элементы, в принципе несвойственные ультраосновной магме. Следовательно, для образования перечисленных контрастных пород и минералов необходим привнос многих элементов (Al, Ca, Na, K, Si, B, P, Au, Ag, Hg, As, Cu и др.), источником которых не могут быть ни мокрая, ни сухая, ни тем более кашеобразная перидотитовые магмы. Предполагается привнос компонентов либо из кислой магмы, интрузивы которой находятся на глубине или в соседстве с гипербазитами, либо с глубины в связи с дегазацией мантии. Но независимо от источника во всех случаях привнос несвойственных ультраосновной магме элементов сопровождается преобразованием серпентинитов или серпентинизированных дунитов и перидотитов.

В последнее время выявилась гетерогенность гипербазитов в пределах одного массива. Так, Д. Грин (Green, 1964) установил перекристаллизацию серпентинизированных дунитов в массиве Лизард, связанную с его перемещением в твердом состоянии. А.А. Ефимов и Л.П. Ефимова (1967) считают фельдшпатизацию и пироксенизацию дунитов главной причиной образования тылаитов, а оливинизацию - метадунитов. О.А. Воробьева, Н.В. Самойлова и Е.В. Свешникова (1962) отмечают оливинизацию пироксенитов и метасоматическое образование клинопироксенитов в массивах Северного Урала.

Г.Б. Рудник (1965) полагает, что полосчатый гарцбургитовый комплекс массива Нуралы образовался метасоматическим путем. Г.М. Виноградская (1952, 1954) относит оливиновые и пироксеновые пегматиты в гипербазитах Полярного Урала к метасоматическим породам. Г.Б. Рудник, Г.Л. Кашинцев и И.Е. Кузнецов (1971) впервые для массива Рай-Из установили гетерогенность гипербазитов и слагающих их оливинов. С.В. Москалева (1963) связывает образование гарцбургитовой формации Урала с процессами оливинизации мантийных энстатитов, а дунит-пироксенит-габбровой формации - с метасоматическими преобразованиями гарцбургитовой формации. Г.В. Пинус и Ю.Н. Колес-

ник (1966) обосновали метасоматическую природу клинопироксенитов в Алтае-Саянском поясе. Й. Курода и С. Шимода (Kuroda, Shimoda, 1967) установили два разновозрастных породообразующих оливина дунитов (Япония): первичномагматический, кливажированный оливин и продукт его перекристаллизации — оливин без спайности. В.В. Велинский и Г.В. Пинус (1969) отмечают гетерогенность оливинов гипербазитов Усть-Бельского массива (Чукотка), в которых оливин без спайности — первичномагматический, а кливажированный оливин — продукт его перекристаллизации. Г.Л. Кашинцев (1972) приводит доказательства гетерогенности оливинов в гипербазитах массива Рай-Из.

На основании геологических и петрографических данных нами была установлена гетерогенность гипербазитов Полярного Урала (Морковкина, 1967), а в дальнейшем — и гетерогенность слагающих их оливинов (Морковкина и др., 1973). Более того, по рентгеноструктурной характеристике оливины метасоматических дунитов и перидотитов Полярного Урала сходны с оливинами гипербазитов Усть-Бельского интрузива, регенерированным оливином петельчатых серпентинитов Севанского пояса, оливином нодулей в базальтах, а также с искусственным оливином, генерированным при нагревании серпентинита до 1400°C в муфельной печи.

Все это доказывает, что даже ультраосновные породы одного и того же массива представляют собой совокупность различных по способу, времени и месту образования пород сходного оливинового состава. Учитывая это, вряд ли можно сомневаться в несостоятельности представлений о формировании мощных массивов и поясов гипербазитов в результате становления перидотитовой магмы, так же как и серпентинитов в результате их автометасоматоза. Нет основания связывать образование серпентинитов с гранитоидными интрузивами, так как большинство гранитных массивов, расположенных вблизи гипербазитов, значительно моложе их. Кроме того, гетерогенность и политипия серпентинитовых минералов в серпентинитах, проявляющиеся в малых участках породы, указывают на их длительное, многофазное и разновременное образование.

Из всего изложенного неизбежно можно сделать вывод о длительном многостадийном формировании альпинотипных ассоциаций или о необычайно сложной и многогранной метаморфической истории гипербазитов.

В понимание этой истории принципиально новое вносят материалы исследования гипербазитов Малого Кавказа, на основании которых выявляются два разновозрастных и различных этапа становления гипербазитов. Формирование пород ассоциации в том виде, в каком она доступна нашим наблюдениям, обязано второму этапу — метаморфической истории дисперсного ультрамафитового субстрата, по химизму сходного с серпентинитами, реликты которых обнаружены во всех породах ассоциации, независимо от их состава и строения.

Именно различной метаморфической историей субстрата, его длительной эволюцией можно объяснить преобладание свежих дунитов и перидотитов в древней складчатой зоне (Полярный Урал), тогда как

ведущее значение в молодой складчатой области принадлежит серпентинитам с хорошо сохранившимися реликтами исходного дисперсного субстрата. Но если в древней складчатой области дисперсный субстрат полностью или в значительной степени преобразован, а в молодой — сохранился, то причиной этого может быть только различное геологическое развитие регионов, что отразилось в метаморфической истории или эволюции дисперсного субстрата.

Следовательно, чем древнее складчатая область, тем интенсивнее и разнообразнее трансформация дисперсного субстрата, вплоть до его полной регенерации и исчезновения. Этот вывод можно сформулировать по-другому: преобладающее развитие в регионе свежих дунитов и перидотитов при резко подчиненном значении серпентинитов служит своеобразным критерием его древнего возраста и сложной геологической жизни.

С этим связана и специфика метаморфической истории субстрата. Так, на Полярном Урале почти отсутствуют окварцевание, лиственизация, карбонатизация иgrossуляризация, тогда как в офиолитовом поясе менее широко распространены дегидратация, амфиболизация и фельдшпатизация с образованием анортозитов. Вместе с тем в пределах одного пояса преобразования субстрата резко неодинаковы, т.е. геологическая история различна в разных участках складчатой зоны. Например, по личным наблюдениям автора в ряде массивов выявляются неодинаковая сохранность реликтов субстрата и различная роль метасоматоза в формировании слагающих массивы пород.

В массиве Ялпинг-Нёр широко распространена клинопироксенизация петельчатого серпентинита с образованием в нем порфиро-пойкило- и гетеробластов диопсида, узких полос и широких тел клинопироксенитов. Расположение, величина и форма пироксена определяют структуру и текстуру породы — перидотита, принимаемому за интрузивный верлит (рис. 55). Однако на рисунке видна приуроченность пироксена к микросланцеватости субстрата и пересекающим ее трещинкам, т.е. развитие пироксена происходило в рассланцованном серпентините, и, следовательно, верлит, как и полоски пироксенита, образовался метасоматическим путем.

В массиве Нурали отчетливо выражены процессы дегидратации и пироксенизации петельчатого субстрата, а также его перекристаллизация в разнообразные серпентиниты с различным количеством оливина и энстатита. По метаморфической истории массив ближе к Малому Кавказу, чем к Полярному Уралу. Так, клинопироксенизация в массиве Нурали (рис. 56, а) одинакова с развитием клинопироксенов в петельчатом серпентините Малого Кавказа. При этом наблюдаются образование игльчатых зон роста, очищение от примесей, сбрасывание магнетита и упорядочение его в серпентините (рис. 56, а). Образование тонкополосчатых верлитов также связано с пироксенизацией и сопровождающей ее дегидратацией субстрата, т.е. порода в целом — метасоматическая по дисперсному субстрату, который присутствует в ней и окружен реакционной каймой диопсида (рис. 54, б).

Массив Крака отличается от других массивов Урала слабым проявлением метасоматоза, тогда как процессы интенсивной перекристаллизации и избирательной дегидратации вещества ячеек сближают его с гипербазитами Севанского хребта. Проявление клинопироксенизации приурочено к зонам нарушения с образованием пироксенитов и перидотитов полосчатого строения. Развитие пойкило- и порфиробластов пироксена происходит в тонкорассланцованном петельчатом серпентините, сопровождается его перекристаллизацией с образованием оторочек пластинчатого бесцветного серпентина, а нередко каемок тремолита и актинолита.

В массиве широко распространены петельчатые серпентиниты с дисперсным веществом в ячейках, по химическому составу близкие дисперсному субстрату массива Шоржа (см. табл. 1, анализы 1 и 5). Высокое содержание в петельчатом серпентините Крака FeC , превышающее количество Fe_2O_3 , принципиально отличает его от типичных серпентинитов и свидетельствует об образовании в специфических условиях. Выясняется также тектоническое положение массива, в подошве которого фиксируется зона интенсивного рассланцевания серпентинитов и приуроченность к ней карбонатизации, альбитизации, окварцевания и других процессов. Кроме того, в массиве обнаружены амфибол-гранат-плагноклазовые породы, залегающие среди серпентинитов, но соотношения с ними закрыты. Карбонатизация серпентинитов с образованием крупных кристаллов офикальцита и брусита приурочена к зонам нарушения.

В Кемпирсайском массиве фиксируется многократная перекристаллизация дисперсного субстрата, о чем свидетельствуют микробрекции серпентинита (см. рис. 13), хризотилковый цемент которых образовался после тонкого рассланцевания и ранней перекристаллизации субстрата. Его реликты в хризотилковой брекчии оторочены реакционными каемками клинопироксена.

Следует также отметить амфиболизацию и фельдшпатизацию серпентинитов в зонах нарушения внутренних и краевых частей массива с образованием такситовых амфиболитов в сочетании с мономинеральными амфиболовыми породами и серпентинитами.

Активная фельдшпатизация дисперсного субстрата была, по нашему мнению, главной причиной образования такситовых габброидов Хабаринского массива. Хотя согласно Н.В. Павлову с соавторами (1968) габброиды, в том числе троктолиты, — производные перидотитовой магмы, у них тем не менее обнаруживаются признаки не интрузивных, а метасоматических пород.

Прежде всего по структурно-текстурным особенностям и сочетанию с серпентинитами эти габброиды аналогичны габброидам Севанского пояса, особенно массива Левчай (Азербайджан). Часто в одном штуде зафиксированы последовательные стадии фельдшпатизации петельчатого серпентинита — от появления в нем узелков плотной полевошпатовой массы до развития полосок габбро с ярко-зеленым диопсидом и троктолита (рис. 57, а). Свежие троктолиты (рис. 57, б) представляют собой по существу типичные метасоматические микробрекции с отчетливо выраженным проникновением плагноклаза в субстрат, расчленением его

на участки округлой формы и разрастанием плагиоклаза в крупные порфиробласты с включениями микрореликтов субстрата. Даже по внешнему виду эти породы аналогичны описанным выше троктолитам Севанского пояса, а все особенности их строения характерны и для троктолитов Хабаровинского массива. Так, в начальной стадии фельдшпатизация выражена развитием плотной полевошпатовой массы, проникающей по трещинкам в петельчатый серпентинит с пересечением его структуры, реакционными оторочками и неравномерной раскристаллизацией массы в плагиоклаз (рис. 58, а).

Аналогичная картина выявляется и в троктолитах, где реликты субстрата извилистой формы окружены каемками магнетита, а мелкие реликты внутри плагиоклаза — пироксеном и магнетитом (рис. 58, б). Также характерно замещение ячеек смесью плотной полевошпатовой массы и частично генерация в оливин с образованием одинаковой ячеистой структуры.

Таким образом, в ряде массивов Урала гипербазиты содержат реликты дисперсного и петельчатого субстрата, процессы преобразования у которого в принципе сходны: перекристаллизация в серпентиниты, дегидратация с образованием оливина, фельдшпатизация и сопряженная с ней пироксенизация, в результате которых возникла серия габброидов, включая троктолиты.

Следовательно, выявленные на примере Севанского пояса особенности формирования гипербазитов и ассоциирующих с ними пород характерны и для гипербазитовых массивов Урала. Петрографическая специфика каждого конкретного массива — следствие своеобразия метаморфической истории субстрата и различия амплитуд и времени перемещения массивов на современные уровни.

Аналогичные закономерности выявляются и в ряде массивов Азербайджана — Левчай, Чайкенд, Шуша и др.

Массив Левчай — совокупность тектонических тел с разной метаморфической историей, залегающих в различных по возрасту и составу породах. Неравномерно брекчированные, в разной степени рассланцованные и милонитизированные серпентиниты сочетаются с габброидами резко такситового строения и содержат их многочисленные полосы, тела и участки. С серпентинитами они находятся в противоречивых соотношениях: связаны постепенными переходами, ограничены тектоническими зонами с признаками перемещения, заключены в оболочку развальцованного серпентинита и производят впечатление посторонних включений, а также содержат многочисленные ксенолитоподобные включения серпентинита с резкими границами и постепенными переходами. Именно это привело к представлению о массиве как о серпентинитовом меланже, в котором габброиды рассматриваются в качестве блоков океанической коры, захваченных при движении серпентинитов (Книппер, 1973).

Проведенные петрографические исследования дают основание рассматривать габброиды массива в качестве метасоматических пород или своеобразных гранулитов, образовавшихся по дисперсному и петельчатому субстрату на глубине. Их резко такситовое строение и мигматитоподобные соотношения с серпентинитами и продуктами дегидратации

субстрата предопределили различия их физических свойств, что в свою очередь отразилось на их поведении при тектоническом перемещении в верхние уровни коры всей ассоциации, а также по отношению к складчатости и молодой тектонике. Так, серпентиниты в основном испытывали рассланцевание, милонитизацию, а при их неоднородности — будинаж, а также легко перемещались с места своего первоначального залегания. Плотные, свежие габброиды, родингиты и другие метасоматические породы претерпевали в основном разрывные нарушения, кручение и небольшие по амплитуде перемещения внутри серпентинитов, теряя тем самым первоначальные соотношения с ними и между собой. Однако по существу все породы ассоциации тесно связаны между собой общностью образования по одному субстрату, хотя и приобрели сходство с тектоническим меланжем.

Метасоматическая природа габброидов массива Левчай отчетливо выражена в обнажениях и в пределах крупных глыб, где представлены все последовательные стадии преобразования субстрата — от полевошпатовых серпентинитов, мигматитовых (рис. 59, а) и брекчиевидных разностей габброидов до лейкократовых габбро с узкими полосками и неправильной формы участками серпентинита (рис. 59, б).

Габброиды Левчай имеют много общего с габброидами Севанского хребта, но отличаются распространением энстатитовых разностей, роговообманковых габбро и амфиболитов с гранатом, имеющих постепенные переходы и с габброидами и серпентинитами в них.

В массиве Чайкенд, сходном по характеру строения и петрографическому разнообразию с Левчайским массивом, широко распространены клинопироксениты и метасоматические брекчии, а в его подошве — альмандиновые амфиболиты, принимаемые за древние регионально метаморфизованные породы. Однако в контакте с ними обнаруживается амфиболитизация серпентинитов, сопровождаемая образованием альмандин. Это, а также наличие альмандиновых амфиболитов непосредственно среди габброидов массива Левчай, указывает на возможность образования в определенных условиях альмандин-амфиболитовых пород в результате метасоматических преобразований субстрата и петельчатых серпентинитов.

Массив Шуша построен очень сложно в результате сочетания тектонических блоков с разной метаморфической историей. Выявляется значительная роль энстатитов, клинопироксенитов, верлитов полосчатого строения, а также свежих грубозернистых гранулитов необычного состава: оливин+энстатит+геденбергит+диопсид, т.е. оливиновых полипироксенитов.

В некоторых массивах Северного Кавказа также устанавливается активная роль метасоматоза в формировании слагающих его пород. Так, Малкинский массив не представляет собой интрузива, а является тектоническим телом, отделенным от подстилающих сланцев мощной зоной милонитизированных и брекчированных серпентинитов с будинами плотного субстрата и микрокристаллического карбонатита, возможно продукта карбонатизации субстрата. Приуроченные к тектоническому контакту альбитизация, карбонатизация и хлоритизация серпентинитов, а также перекристаллизация их и сланцев обусловили видимость интрузивного контакта.

Слагающие массив верлиты состоят из продуктов начальной стадии перекристаллизации дисперсного субстрата – петельчатого серпентинита и метасоматического клинопироксена, развивающегося в виде мелкозернистого агрегата, крупных гломеро-пойкило- и порфиробластов, пересекающих петельчатость и микросланцеватость субстрата.

В гипербазитах р.Зеленчук появляется интенсивная фельдшпатизация, которая совершается в дисперсном и петельчатом субстрате, реликты которого присутствуют в метасоматических габброидах.

Следует также отметить, что в результате проведенных совместно с П.Ф. Киласония (1973) исследований, в районе Дзирульского массива выявлены реликты серпентинита в древних габброидах, пироксенитах и горнбленидах, а также в филлитах. На габброиды и особенно горнблениды наложены процессы щелочного метасоматоза – альбитизация, калишпатизация и биотитизация, сопровождаемые перекристаллизацией роговой обманки в несколько щелочные разновидности. В результате этих процессов образовались, как нам представляется, оригинальные породы – рикотиты такситового строения. Их появление обычно связывают с юрским магматизмом, что, однако, не согласуется с заведомо доюрским радиологическим возрастом биотита рикотитов – 236 млн. лет (определение произведено в лаборатории ИГЕМ АН СССР), соответствующего, согласно принятой геохронологической шкале, концу триаса.

Все эти данные заставляют признать, что в формировании гипербазитовых ассоциаций разновозрастных складчатых областей ведущая роль принадлежит процессам прогрессивного преобразования дисперсного ультрамафитового субстрата, природа которого пока не установлена. Тем не менее его преобразования имеют глубинный характер, протекали в условиях, соответствующих гранулитовым и эклогитовым фациям метаморфизма и закончились до того, как гипербазиты были тектонически выведены в современное положение.

Специфику метаморфической истории гипербазитов в пределах одной складчатой зоны определяют своеобразие и длительность ее геологической жизни. С этих позиций находит логическое объяснение подмеченная Г. Хессом (Hess, 1938) особенность серпентинитовых поясов мира: в древних складчатых областях ведущая роль принадлежит свежим дунитам и перидотитам, в молодых зонах – серпентинитам. Эта закономерность, не объяснимая с позиций интрузивного становления гипербазитов, становится понятной, если считать, что в древней складчатой зоне метаморфическая история субстрата более длительна и интенсивна, вплоть до генерации оливиновых пород, тогда как в молодых зонах проявились главным образом ее начальные стадии – перекристаллизация дисперсного субстрата в серпентиниты и избирательная дегидратация ячеек. Однако эта особенность отмечается лишь в общих чертах и в плане строения поясов. Между тем в каждом конкретном массиве проявления метасоматоза, дегидратации и перекристаллизации субстрата имеют свои особенности, обусловленные геологическими факторами и прежде всего древней тектоникой субстрата, поскольку она контролировала все процессы его преобразования.

ЗНАЧЕНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ СУБСТРАТА В ПЕТРОЛОГИИ ГИПЕРБАЗИТОВ

В настоящее время любая гипотеза или модель становления альпинотипных гипербазитов должна учитывать факт наличия в них реликтов дисперсного субстрата и его сложных преобразований. Совершаемые в субстрате процессы можно разделить на два принципиально различных вида: изохимические – перекристаллизация и дегидратация и метасоматические – фельдшпатизация, пироксенизация, амфиболизация, окварцевание, карбонатизация и др.

Перекристаллизация и дегидратация взаимосвязаны, проявляются раздельно и сопровождают процессы метасоматоза, хотя доля участия их различна.

Дисперсное сложение, ультраосновной состав и наличие воды делают субстрат исключительно благоприятным материалом для различных процессов его преобразования. Прежде всего в дисперсном веществе все реакции и процессы протекают во много раз легче, чем в кристаллических породах, где им должно предшествовать разрушение решетки минералов, для чего требуются затраты определенной энергии. В частности, перекристаллизация дисперсного субстрата, широко проявленная во всех массивах, осуществляется значительно легче, чем серпентинизация оливина.

В серпентинитах обилие серпентиновых минералов и ассоциация с ними брусита свидетельствуют о свободном развитии перекристаллизации в каждой точке закрытой системы при малейшем нарушении ее равновесия. Нам представляется, что перекристаллизация субстрата играет роль своеобразного фактора равновесия при дегидратации и метасоматических процессах. Например, появление свежего оливина сопровождается образованием серпентиновых каемок, часто зонального строения, что может быть следствием перекристаллизации дисперсного вещества в водосодержащие минералы (серпентины и брусит), забирающие образовавшийся в закрытой системе излишек воды.

Дегидратация минералов и пород проявлена в природе более широко, чем это устанавливается непосредственными наблюдениями. Процесс этот сложный и не достаточно изучен, особенно в физикохимическом отношении. Об условиях дегидратации дисперсного субстрата и десерпентинизации можно высказать лишь самые общие соображения.

На примере Полярного Урала установлено, что пироксенизация, сопровождаемая дегидратацией с образованием оливина, по расчетам химизма сосуществующих пироксенов и характеру распределения в них Al и Ca, а также Na и Al, имеет глубинный характер (Морковкина, 1967; Морковкина, Гаврилова, 1970). По экспериментальным данным, дегидратация серпентинита осуществляется при 3,4 кбар в интервале температур 300–600°C в зависимости от состава серпентина (Raleigh, Paterson, 1965). Судя по приведенным в указанной работе микроснимкам, рост оливина в ходе дегидратации серпентинита в условиях опыта аналогичен образованию каемок игольчатого оливина в ячейках природного серпентинита (см. рис. 23, а и 26). Этим подтверждается правильность нашего вывода о том, что свежий оливин в петельчатых серпентинитах образовался в ходе дегидратации вещества ячеек.

В.А. Пугин с соавторами (1969) установили устойчивость серпентинита при 30 кбар, что соответствует глубине 120 км и температуре не выше 550°C. Они высказывают предположение о возможно планетарном характере серпентинитов и отмечают, что переход серпентинита в безводную фазу совершается через дисперсное аморфное состояние вещества.

Указанные эксперименты проводились с типичными серпентинитами, т.е. с продуктом перекристаллизации дисперсного субстрата, дегидратация которого, возможно происходит в иных условиях. В этой связи следует заметить, что в проведенном К.М. Феодотьевым (ИГЕМ АН СССР) опыте полная дегидратация дисперсного субстрата осуществлена при $P_{H_2O} = 0,3$ кбар и 700°C в течение 132 час., с получением микрокристаллического продукта, в котором оливин распознается только рентгеновским методом. В опыте, проведенном И.В. Воробьевым (ВИМС), дисперсный субстрат перешел в безводную фазу при 600°C и $P_{H_2O} = 1,0$ кбар в течение 6 час. опыта. При этом оливин определяется в шлифе ($n_m = 1,661$) и по составу (Fa 5%), аналогичен оливину природных серпентинитов.

Нами проделан следующий опыт: кусочек дисперсного субстрата погрузили в тигель с расплавом кварцевого диорита ($T = 1200^\circ\text{C}$) и после его охлаждения было установлено, что дегидратация захватила в основном края образца с образованием оливина в ячейках, одновременно погасающего в пределах каймы (рис. 60, а). Оливин (Fa 12%) в ячейках окружен каймой светлого перекристаллизованного серпентина и рудного агрегата, присутствие которого в виде петель внутри оливина свидетельствует о выделении не вошедших в оливин избыточных рудных компонентов (рис. 60, б). Аналогичный опыт был проведен в тигле с расплавом базальта (1350°C). После его охлаждения в печи в течение 8 час. выявляется, что субстрат дегидратирован с образованием оливина более магнезиального состава (Fa 8%).

Единичные опыты доказывают отсутствие прямой зависимости железистости оливина от температуры и давления, но доказывают связь состава оливина с составом окружающей среды. Так, в одинаковых условиях опыта в образце, погруженном в кварцевый диорит, оливин более железистый, чем в образце, погруженном в базальт. Это подтверждает и высокомагнезиальный состав генерированного оливина ($n_m = 1,672$, Fa 7-8%) после нагревания серпентинита до 1400°C в муфельной печи и последующего охлаждения в течение 4 час. Образовался микрозернистый оливинит с обильным выделением рудного вещества по стыкам зерен оливина в результате сбрасывания высвобожденных оливином элементов, что противоречит сложившемуся представлению о выделении магнетита в связи с серпентинизацией оливина.

Следует остановиться на одном опыте, проведенном Б.И. Ворониным (ГИН АН СССР). Пластика дисперсного субстрата толщиной 0,2 мм с полигональной трещиноватостью нагревалась в вакууме до 1200°C в течение 6 час. При изучении под микроскопом оказалось, что в ячейках образовался свежий оливин (Fa 7-8%), одновременно погасающий

в ряде ячеек, а между ними возникли петли серпентина зонального строения, т.е. порода приобрела структуру и состав природного серпентинизированного дунита. Этот опыт показывает, что одновременное уга- сание оливинов в ряде ячеек не может служить критерием определения формы и величины зерен "первичного" оливина в серпентинитах. Кро- ме того, здесь в какой-то мере вскрываются механизм и причины появления петельчатой структуры в ультраосновных породах.

Ранее нами было установлено, что в зависимости от условий де- гидратация проявляется различно (Морковкина и др., 1973). Например, призматически-зернистые оливиниты возникли в условиях стресса, а грубозернистые дуниты и гарцбургиты - гранулитовых фаций.

Таким образом, дегидратация субстрата с образованием существен- но оливиновых пород, а также серпентинитов с оливином в ячейках в природе осуществляется легко, в широком диапазоне Р и Т и распро- странена в гипербазитах разновозрастных регионов. Отсюда неизбежен вывод, что дегидратация субстрата - одна из главных причин появле- ния собственно ультраосновных пород и ее следует рассматривать как одну из закономерностей формирования альпинотипных гипербазитов. Их гетерогенность в пределах одного массива, а также их сочетание с породами резко различной метаморфической истории свидетельствуют о непосредственном участии субстрата в длительном геологическом развитии региона. Именно дисперсное состояние субстрата определяет его исключительную способность реагировать на различного рода на- рушения равновесия в системе (изменение общих условий, проявление вулканической деятельности и др.) путем изменения своего состава и приспособления его к конкретно сложившимся условиям.

Роль субстрата как своеобразного фактора равновесия в закрытой системе проявляется, в частности, в многократной перекристаллизации вещества в новые по составу и строению серпентиновые минералы, в сочетании их с бруситом, хлоритом, магнетитом, тальком и другими минералами.

Природа дисперсного вещества на данном этапе его изученности остается загадочной и неясной, так же как физико-химическая сторона процессов его преобразования, их последовательности развития и со- отношений. Необходимость всестороннего изучения субстрата и выяс- нение его природы диктуется еще также тем, что его реликты нахо- дятся в альпинотипных гипербазитах, которые в настоящее время боль- шинство ученых рассматривает в качестве тектонических блоков (диа- пиров) непосредственно вещества верхней мантии, ее гидратированного аналога твердого остатка после экстракции базальта, блоков океани- ческой коры, т.е. как глубинное вещество планеты. Но если альпино- типные гипербазиты соответствуют или даже близки верхней мантии, то неизбежным будет вывод: сама верхняя мантия - продукт эволюции дисперсного субстрата, и его реликты в ней должны сохраниться.

Такое парадоксальное на первый взгляд предположение не лишено основания. Прежде всего само предполагаемое вещество верхней ман- тии - не первозданное, а образовалось в результате длительной эво- люции какого-то другого, протопланетарного вещества. Почему тогда

ему не быть близким дисперсному субстрату, реликты которого находятся в альпинотипных гипербазитах, сопоставляемых с веществом верхней мантии? Его эволюция в альпинотипных гипербазитах идет в направлении дегидратации с образованием существенно оливиновых и энстатит-оливиновых пород, т.е. в направлении образования предполагаемого состава вещества верхней мантии. Возможно, те процессы, которые ряд исследователей (В.В. Белоусов, С.В. Москалева и др.) классифицируют как оливинизацию, следует рассматривать в качестве процессов обычной и легко осуществляемой дегидратации дисперсного вещества. Судя по приведенным выше данным, дегидратация дисперсного вещества распространена широко, а его метасоматические преобразования в основном соответствуют направлению природных процессов — силификации. Между тем процесс оливинизации требует привноса магния — наиболее стойкого в природе элемента.

Согласно Мейсону (1965), углистые хондриты, наиболее близкие протопланетарному веществу Земли, содержат серпентиноподобное вещество, в котором определяется до 20% воды, а оливиновые хондры рассматриваются в качестве продукта его обезвоживания, т.е. дегидратации.

По реликтам в гипербазитах трудно судить о первоначальном составе и строении дисперсного субстрата, так как в реликтах он в какой-то степени уже изменен. Но даже в таком виде вещество субстрата содержит воду и свободный углерод, а его переход в безводную фазу совершается в широком диапазоне температуры и давления (до 30 кбар).

Приведенные в работе Хесса с соавторами (Hess et al., 1964) материалы по изучению серпентинитов глубинного бурения (Пуэрто Рико), принимаемых за гидратированный аналог вещества верхней мантии, показывают большое сходство их с серпентинитами Севанского хребта. Так, серпентиниты керна имеют петельчатую структуру с дисперсным веществом в ячейках, содержат участки изотропного серпентина типа девейлита и замешаются гроссуляровой массой. Приведенные в указанной работе микроснимки фиксируют развитие пироксена в петельчатом и тонкополосчатом серпентините с дисперсным веществом в ячейках, присутствие микрореликтов субстрата в перидотите, гломеробластовый характер крупных зерен оливина, признаки серпентинизации по стыкам зерен оливина, т.е. все те особенности, которые отмечались нами выше для гипербазитов Малого Кавказа. Хесс с соавторами отмечают изменчивость физических свойств серпентинитов независимо от глубины взятого керна. Так, например, плотность серпентинитов по вертикали (0–320 м) колеблется в пределах 2,4–2,7 г/см³, пористость 0,6–5,4%. Скорости компрессионных волн увеличиваются с давлением от 4,7 км/сек при 4 кбар до 6,33 км/сек при 10 кбар. Теплопроводность серпентинитов зависит от их плотности, состава и пористости.

По химическому составу серпентиниты керна близки дисперсному субстрату из гипербазитов Севанского пояса (см. табл. 1, анализы 1 и 6). Но если в серпентинитах Пуэрто Рико, принимаемых за гидратированный аналог верхней мантии, присутствуют реликты дисперсного субстрата, то тем самым признается их присутствие.

Согласно А.П. Виноградову (1962), протокора Земли была богата магнием, а ее дальнейшая эволюция выражалась в основном в процессах силификации. Но именно эти процессы характеризуют эволюцию дисперсного субстрата.

А.В. Пейве (1969) рассматривает гипербазиты складчатых зон в качестве блоков океанической коры, перемещенных в современное их положение в твердом состоянии, в различное время, с разной глубины и в сочетании с различными геосинклинальными породами. Этому не противоречит приведенный выше материал при условии, что океаническая кора, как и альпинотипные гипербазиты, — продукт длительной эволюции дисперсного высокомагнезиального субстрата.

С этих позиций получают объяснение многие до сих пор неясные вопросы глубинного строения Земли: гетерогенность, преимущественно оливиновый состав вещества верхней мантии, процессы его дегазации, обильный вынос различных компонентов, проявления базальтового магматизма. Вместе с тем эти явления могут быть отдельными звеньями длительной эволюции дисперсного ультрамафитового вещества в ходе геологического развития планеты. Высказанные нами предположения о глубинном строении Земли по существу логически вытекают из общепринятых представлений об аналогии альпинотипных гипербазитов с веществом верхней мантии и океанической коры.

Однако независимо от предварительных и весьма общих соображений о природе дисперсного субстрата, его эволюция идет в направлении создания все более сложных по составу и строению минеральных ассоциаций, устойчивых в конкретно сложившейся обстановке.

Дегидратация дисперсного субстрата и десерпентинизация продуктов его раскристаллизации играют важную роль в петрологии гипербазитов и ассоциирующих с ними пород. Высокое внутреннее давление, создаваемое выделяемой водой (паром) на глубине, может быть причиной перемещения блоков коры и самих гипербазитов, а вода может служить источником гидротерм, эманаций и флюидов, переносить и перераспределять вещество внутри системы, облегчать процессы минерало- и рудообразования, способствовать метаморфизму, анатексису и палингенезу осадочных и вулканогенных пород и т.д. Другими словами, главный агент метасоматических и метаморфических процессов — вода — приобретает вполне реальный источник. Более того, присутствие в субстрате свободного углерода, никеля, платины, хрома создает возможность их накопления при широком развитии процессов в условиях, в которых происходят их высвобождение, перемещение и перераспределение с явлениями собирательной перекристаллизации.

Рассмотренные в работе вопросы представляются нам важными для петрологии гипербазитов и заслуживают пристального внимания, несмотря на их дискуссионный характер. Однако для окончательного решения поставленных вопросов необходимы и комплексные геолого-петрографические исследования альпинотипных гипербазитовых ассоциаций, и экспериментальные работы по синтезу различных пород из серпентинитов, главным образом из дисперсного субстрата.

В результате петрографических исследований гипербазитов двух разновозрастных складчатых областей – Малого Кавказа и Полярного Урала установлены три бесспорных факта: 1) гипербазиты и ассоциирующие с ними породы разного состава – не следствие становления интрузивов перидотитовой магмы, а совокупность тектонических блоков и пластин, выведенных с различной глубины и в разное геологическое время на разные уровни коры в твердом и уже преобразованном состоянии; 2) почти во всех породах ассоциации присутствуют реликты дисперсного высокомагнезиального субстрата; 3) преобразования этого субстрата со всеми переходными стадиями в те породы, в которых находятся его реликты, необычайно сложны.

Эти факты подробно освещены в работе, и на них базируются основные петрологические выводы о формировании гипербазитовой ассоциации двух разновозрастных складчатых областей.

1. Петрографическое разнообразие, особенности внутреннего строения, взаимоотношения слагающих пород и их количественные соотношения – следствие метаморфической истории (эволюции) дисперсного субстрата, отражающей специфику геологического развития региона в целом и каждого массива в его пределах.

2. Метаморфическая история дисперсного субстрата – совокупность различных по времени, направленности, месту и условиям развития процессов, из которых ведущее петрогенное значение имеют два принципиально различных вида процессов: изохимические – дегидратация и перекристаллизация субстрата с образованием собственно ультраосновных пород, и метасоматические – фельдшпатизация, пироксенизация, амфиболизация, карбонатизация и другие, обусловившие появление ассоциирующих с гипербазитами пород разного состава.

Все процессы, особенно метасоматические, развиты крайне неравномерно, с разной степенью интенсивности преобразования вещества субстрата и контролируются его макро- и микротектоническими особенностями (рассланцевание, трещиноватость, брекчирование и т.д.), т.е. древней тектоникой.

3. Медленная и длительная раскристаллизация дисперсного вещества в кристаллическую фазу протекала в глубинных условиях, где вода, оставаясь в системе, реализовалась в серпентиновые минералы и брусит. В ходе этого процесса возникли различные по структурно-

текстурным особенностям и минеральному составу серпентиниты, в которых сохранились реликты субстрата на разной стадии его перекристаллизации.

Дегидратация в этих условиях протекала избирательно, преимущественно в ячейках субстрата, а высвобождавшаяся при этом вода и другие компоненты поглощались возникающими серпентиновыми минералами вблизи ячеек, т.е. перекристаллизация играла роль своеобразного фактора равновесия системы. В условиях миграции воды и свободного перераспределения компонентов внутри системы возникают оливиновые и энстатит-оливиновые породы — дуниты, гарцбургиты и энстатититы. При этом количество энстатита контролируется в основном перераспределением кремнезема, освобожденного при образовании оливина.

В пределах одного региона оба процесса проявляются весьма неравномерно, что указывает на различие в геологическом развитии отдельных массивов складчатой области.

Как показывает расчет баланса вещества, в ходе этих процессов химизм исходного субстрата существенно не изменяется, несмотря на полное изменение минерального состава, о чем свидетельствует коэффициент сохранения первичного состава (95–97%).

4. Метасоматические процессы совершаются в зависимости от характера, количества и состояния привносимого вещества, но все они идут в основном в направлении силификации дисперсного субстрата и образования все более сложных по составу и структуре минеральных соединений, устойчивых в конкретно сложившихся условиях.

Начальные стадии метасоматоза протекали одновременно с дегидратацией в условиях затрудненной миграции воды и перераспределения компонентов, конечные стадии — при более свободной, но не полной миграции вещества, так как метасоматические габброиды ассоциируют с серпентинитами, амфиболитами, талькитами и другими водусодержащими породами.

Возникающие в результате метасоматоза габброиды, включая мономинеральные разности — плагиоклазиты и пироксениты, сходны с глубинными мигматитами, по составу и структуре соответствующим гранулитам. Расчеты химизма сосуществующих минералов метасоматитов, а также содержание в пироксенах Al, Ca и Na подтверждают их образование в глубинных условиях, соответствующих гранулитовым и эклогитовым фациям метаморфизма. Расчеты баланса вещества в ходе метасоматоза дисперсного субстрата показывают, что привнос вещества в значительной мере компенсируется выносом воды, а состав исходного субстрата на 85–87% сохраняется в конечных продуктах его преобразования.

Сонахождение в пределах одного массива пород резко различного минерального состава связано скорее всего с тектоническим перемещением гипербазитов, в результате чего на современные уровни коры в непосредственное соприкосновение приведены блоки с различной метаморфической историей.

5. Дегидратация дисперсного субстрата и десерпентинизация продуктов его перекристаллизации играют важную роль в петрологии и

геологии альпинотипных гипербазитов. Высокое внутреннее давление воды (пара) может быть причиной перемещения блоков самих гипербазитов и участков коры, открытия и появления трещин и каналов для магматизма, а сама вода – активного метасоматоза, гидротермальной деятельности, рудообразования, анатексиса, т.е. источник воды для большинства природных процессов получает реальное разрешение. Интенсивные преобразования субстрата, возможно, завершаются кульминационным актом – переходом твердой фазы в жидкую, т.е. магнообразованием.

6. Распространение дисперсного субстрата независимо от его природы имело глобальный характер, а его эволюция протекала в основном в глубинных условиях, при которых миграция воды и других высвобождаемых в ходе преобразований элементов была затруднена. Почти все процессы преобразования субстрата контролировались тектоникой – трещинами, рассланцеванием, зонами брекчирования и милонитизации, т.е. микро- и макроканалами, по которым проникали метаморфизирующие агенты – флюиды, тепло, эманации, растворы и т.д.

Однако это не противоречит концепции А.В. Пейве о стратиграфической последовательности пород офиолитовой ассоциации во всех складчатых зонах мира; в основании геологических разрезов лежат гипербазиты, выше – габброиды, амфиболиты вплоть до плагиогранитов, образующие в совокупности древний фундамент для эффузивно-осадочных образований. Наоборот, стратиграфическая последовательность в строении фундамента и аналогия его с океанической корой – аргументы в пользу планетарного характера дисперсного субстрата и его эволюции. По существу зональное строение фундамента – своеобразная природная метасоматическая мегаколонка, состоящая из совокупности множества конкретных колонок, отражающих специфику поведения элементов в определенных Р-Т-условиях преобразования субстрата и стабильность возникающих минеральных ассоциаций.

В каждом конкретном массиве метасоматическая зональность имеет свою специфику и затуманена приуроченностью процессов трансформации субстрата к трещинам и зонам нарушения, но в общем плане ее проявление будет отчетливым. Эти причины в какой-то мере оказывали влияние и на зональность глубинных частей Земли. С учетом экспериментальных данных дисперсный субстрат ниже 120 км и выше 550–600°C будет дегидратироваться и переходить в существенно оливиновые породы выше предела устойчивости испытывать перекристаллизацию, избирательную дегидратацию и метасоматоз, а интенсивно фельдшпатизируемые разности, возможно, и генерацию в расплав базальтового состава.

Высказанные соображения весьма спорны из-за недостаточной еще изученности самого субстрата и процессов его преобразования. Тем не менее они базируются на фактическом материале детального петрографического изучения гипербазитов двух разновозрастных регионов. При этом учитываются взаимосвязь природных процессов и общая эволюция субстрата в направлении силификации и создания все более сложных по составу и строению минеральных ассоциаций.

Однако независимо от этого сам факт наличия реликтов дисперсного субстрата в гипербазитах и ассоциирующих с ними породах, а также явления его преобразования в те породы, в которых находятся реликты, приобретает важное и принципиальное значение для петрологии альпийских гипербазитов, познания глубинного строения Земли и решения остро дискуссионных вопросов геологии складчатых регионов. В этой связи возникает необходимость выяснения природы дисперсного субстрата, места, времени и условий его преобразований.

ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С.Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. Геология Армянской ССР, т. III. Интрузивные породы. Изд-во АН Арм.ССР, 1966.
- Арутюнян Г.С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. - Изв. АН Арм.ССР "Наука о Земле", т. XX, № 1-2, 1967.
- Арутюнян Г.С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям. - Изв. АН Арм.ССР, "Наука о Земле", т. XX, № 5, 1968.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. "Айпетрат", 1958.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока. "Наука", 1968.
- Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1966.
- Бетехтин А.Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. - В кн.: Хромиты СССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1937.
- Велинский В.В., Пинус Г.В. Оливины со спайностью и их петрогенетическое значение. - Геология и геофизика, № 5, 1969.
- Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1962.
- Виноградская Г.М. О генезисе некоторых оливиновых пород. - Докл. АН СССР, т. 87, № 5, 1952.
- Виноградская Г.М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. - Докл. АН СССР, т. 97, № 5, 1954.
- Виноградская Г.М. Некоторые жильные образования Войкар-Сынынского перидотитового массива на Урале. - Минералогич. сб., № 2, вып. 45, 1961.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. - Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 65, 1962.
- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. - Изд-во АН Арм.ССР, 1959.

- Гаврилова С.И. Петролого-минералогические особенности пород Пай-Ерско-го гипербазитового массива (Полярный Урал). Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1970 г. М., 1971.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. "Недра", 1967.
- Кашинцев Г.Л. Петрогенезис ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале. Автореферат. Изд-во МГУ им. М.В. Ломоносова, 1972.
- Кашкай М.А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.
- Киласония П.Ф. К вопросу о генезисе древних габброидов Дзирульского кристаллического массива. "Сообщения АН Груз. ССР", 70, № 2, 1973.
- Книппер А.Л. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. - Геотектоника, № 2, 1970.
- Книппер А.Л. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа. Тезисы докладов. Междунар. симпозиум "Офиолиты в земной коре". "Наука", 1973.
- Книппер А.Л., Костанян Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. - Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1964.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Куроода Й., Мацухиса И. О кристаллической структуре оливина. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. "Наука", 1970.
- Куроода Й., Шимода С. Предварительное изучение ковалентно-ионной модели структуры оливина. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. "Наука", 1969.
- Лебедев П.И. Петрографический очерк Шоржинского месторождения хромитового железняка (оз. Гокча, Армения). - Изв. Ленингр. политехн. ин-та, 1928.
- Левинсон-Лэссинг Ф.Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1934.
- Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. - Труды ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
- Мейсон Б. Метеориты. "Мир", 1965.
- Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. - Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.
- Морковкина В.Ф. О возрасте гипербазитов севера Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1964.
- Морковкина В.Ф. К вопросу о роли контаминации и ассимиляции в образовании гранитоидов. - В кн.: Геология и геохимия гранитоидных пород. "Наука", 1965.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. "Наука", 1967.
- Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субаморфного серпентинита" в альпийотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение (на примере Малого Кавказа). - Сов. геология, № 9, 1971.
- Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения). - Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1971.
- Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Пироксениты краевых зон Харамата-лоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). - В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. "Наука", 1965.
- Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Сосуществующие пироксены в породах пироксенито-габброидного комплекса севера Урала. - В кн.: Минералы базитов. "Наука", 1970.
- Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И., Кузьмина О.В. К вопросу о гетерогенности альпийотипных гипербазитов и слагающих их оливинов. - В кн.: Актуальные вопросы петрологии. "Наука", 1973.

- Москалева С.В. О формациях основных и ультраосновных пород Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1963.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. "Наука", 1968.
- Паланджян С.А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан. - Изв. АН Арм.ССР, серия геол.-геогр.наук, № 1, 1965.
- Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван. Изд-во АН Арм.ССР, 1971.
- Паффенгольц К.Н. Зассейн озера Гокча (Севан). - Труды ВГРО, вып. 219, 1934.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4, 1969.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. "Наука", 1966.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А. Гипербазиты глубоководной впадины Романш. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1968.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слуцкий Б.В., Ревин Н.И., Кусков О.Л. Реакция серпентинизации и десерпентинизации. - Геохимия, № 10, 1969.
- Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. - В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. "Наука", 1965.
- Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е. Геологическое строение и хромитоносность массива Рай-Из. - Материалы совещ. по составлению прогнозно-металлог. карт на хромиты. "Недра", 1971.
- Саркисян Г.А., Арутюнян Г.С. О генетических типах лиственитизации (на примере северо-восточного побережья оз. Севан). Докл. АН Арм.ССР, т. 46, № 3, 1968.
- Тейлор Х.П., Нобл Д.А. Происхождение ультраосновных массивов Юго-Восточной Аляски. - МГК, XXI сессия, вып. II. М., 1963.
- Green D.H. Ultramafic breccias from the Musa Valley, Eastern Papua. - Geol. Mag., v. 98, N 1, 1961.
- Green D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. - J. Petrol., v. 5, N 1, 1964.
- Hess H.H. A primary peridotite magma. - Amer. J. Sci., v. 35, N 209, 1938.
- Hess H.H. Serpentine, orogeny and epeirogeny. - Geol. Soc. America, Spec. Papers, N 62, 1955.
- Hess H.H. et al. The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinitized peridotite. - A study of serpentinite. - Nat. Acad. of Sci. National Res. Council, 1964.
- Kuroda Y., Shimoda S. Olivine with well-developed cleavages. - J. geol.soc. Japan., v. 73, N 8, 1967.
- Mijashiro S.E. Composition and origin of Serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N Latitude. - J. Miner. Petrology, v. 23, N 2, 1969.
- Raleigh C.B., Paterson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. - J. Geophys. Res., v. 70, N 16, 1965.

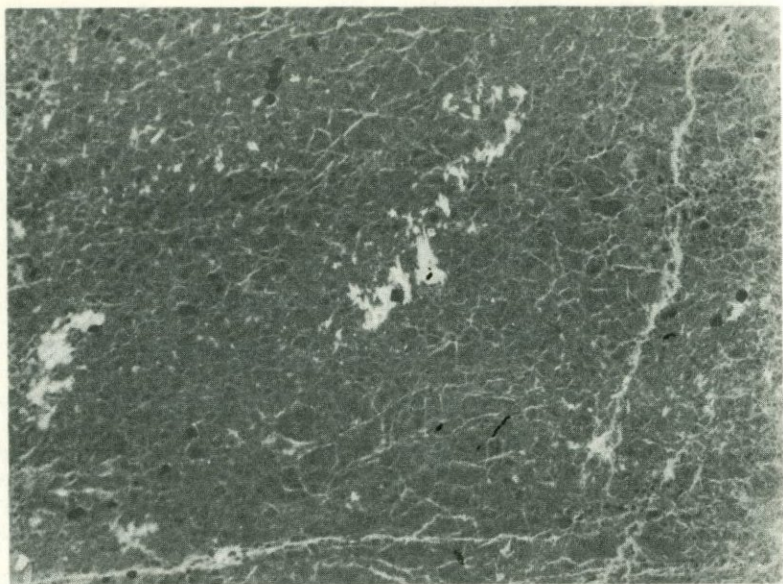
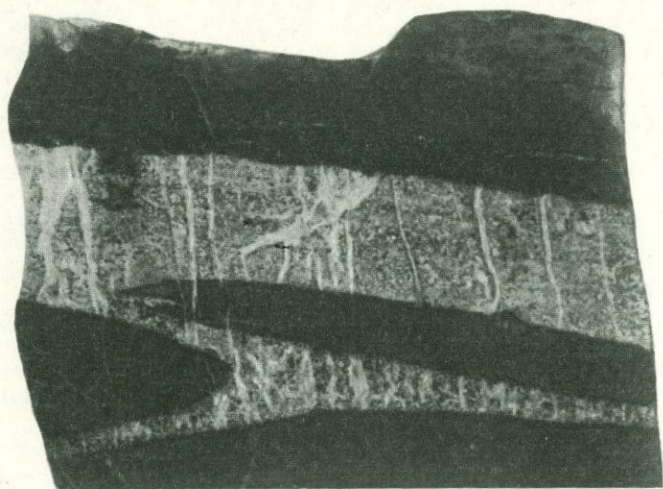


Рис. 1. Микроструктура дисперсного субстрата; светлое - хризотил; шл. 235-67, увел. 6, без анализатора



a

Рис. 2^a

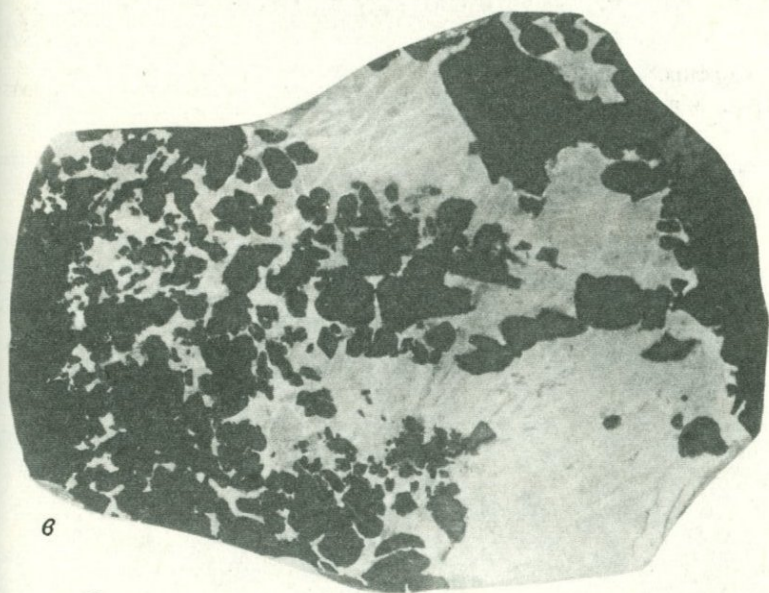
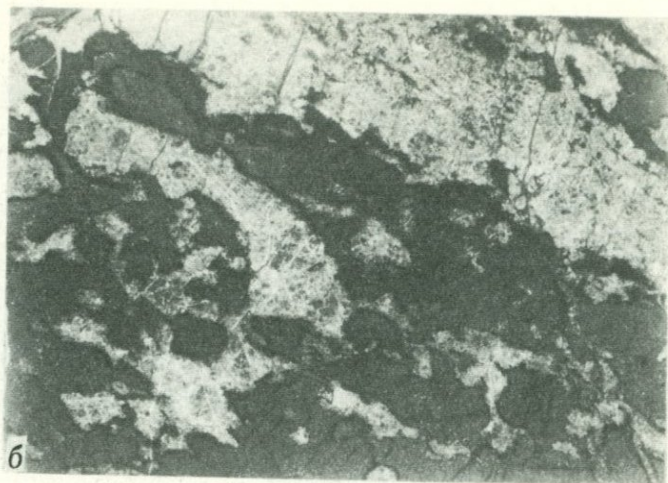


Рис. 2^{б, в}

Рис. 2. Образование родингита в субстрате (темное)
В виде: а - полос, б - мигматита, в - брекчии замещения (натур. вел.)

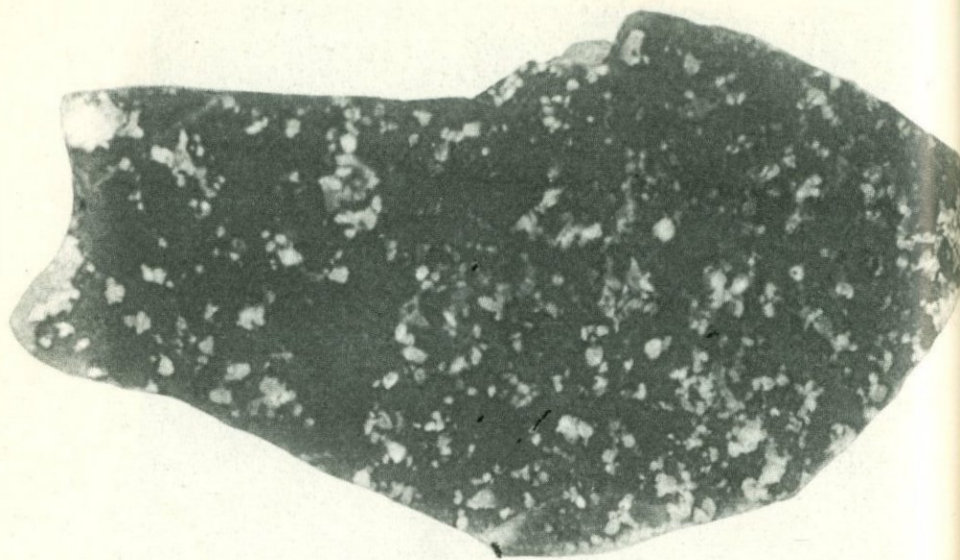
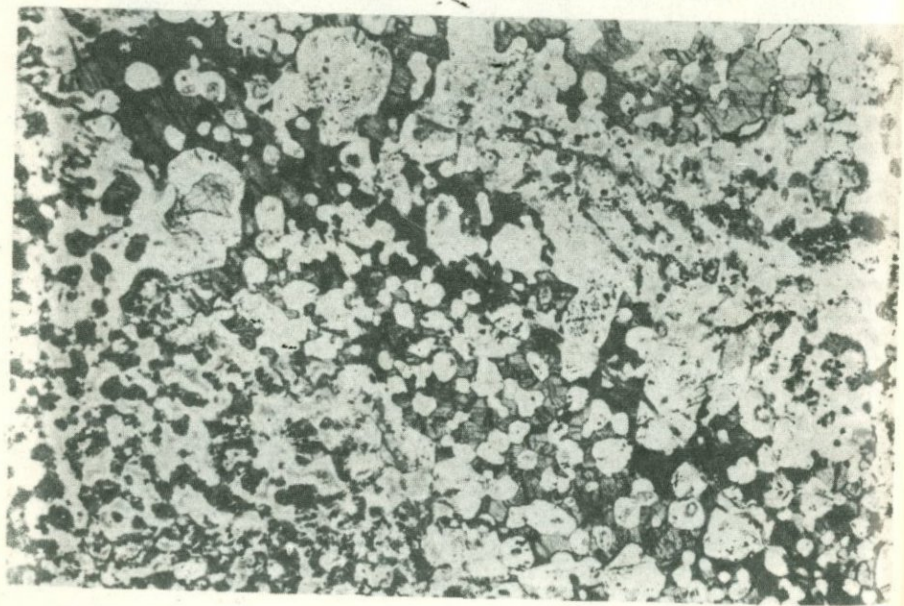


Рис. 3. Порфиробласты клинопироксена в дисперсном субстрате (1/2 натур. вел.)

Рис. 4. Рост пойкилобластов диопсида (темное) в дисперсном субстрате (шл. 201-68, увел. 7, без анализатора)



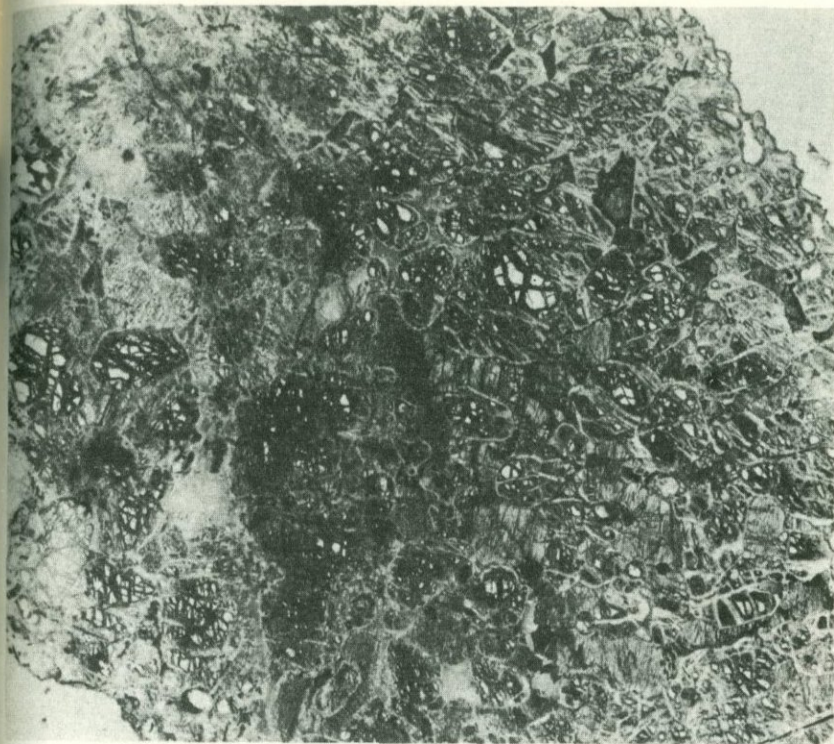


Рис. 5. Пойкилобласты клинопироксена с включениями частично дегидратированного субстрата (шл. 237-67, увел. 6, без анализатора)

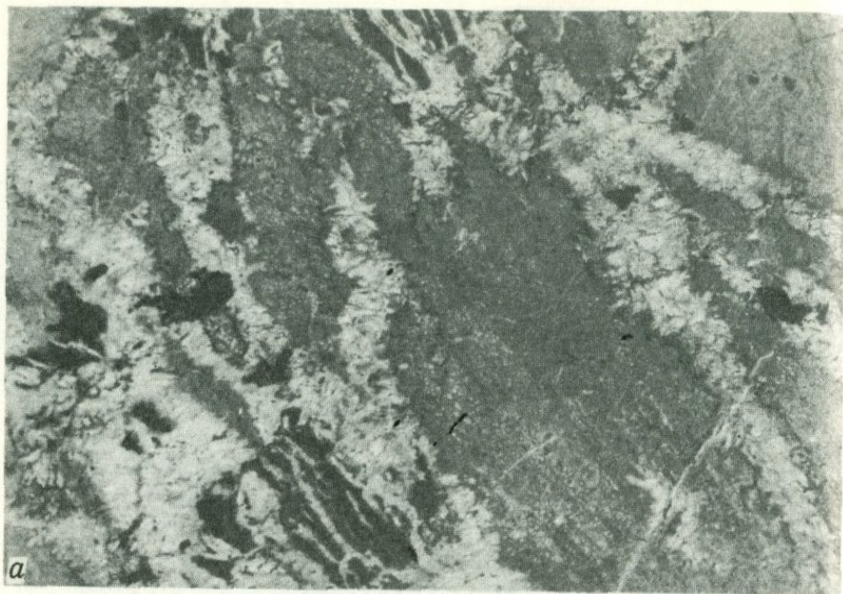


Рис. 6. Перекристаллизация субстрата в хризотиловый агрегат
 а - в виде прожилков (шл. 332-67, увел. 7, без анализатора),
 б - в виде участков (шл. 233-67, увел. 20, без анализатора)



Рис. 7. Реликты субстрата в хризотилловом серпентините (обр. 278-72, 1/2 натур. вел.)

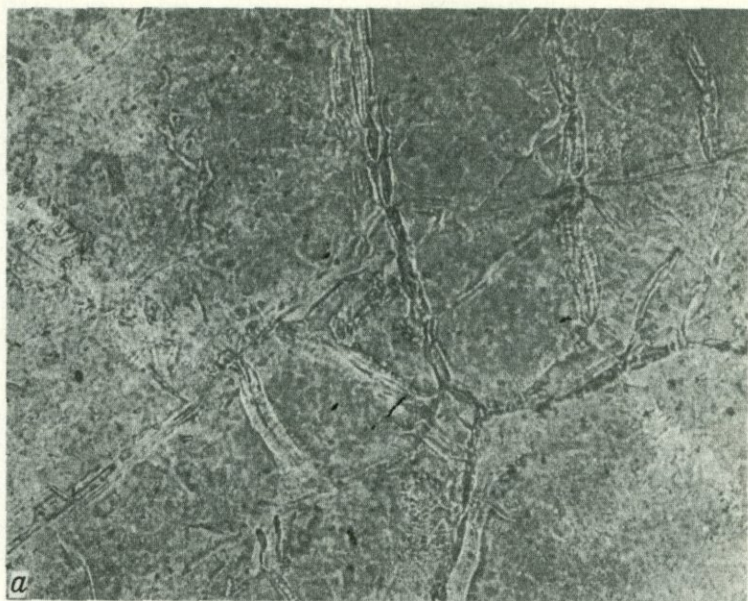


Рис. 8. Начальная стадия раскристаллизации субстрата вдоль полигональной трещиноватости

а - появление неясных петель хризотила (шл. 130-69, увел. 60, без анализатора), б - начало формирования петельчатой структуры (шл. 119-69, увел. 40, без анализатора)

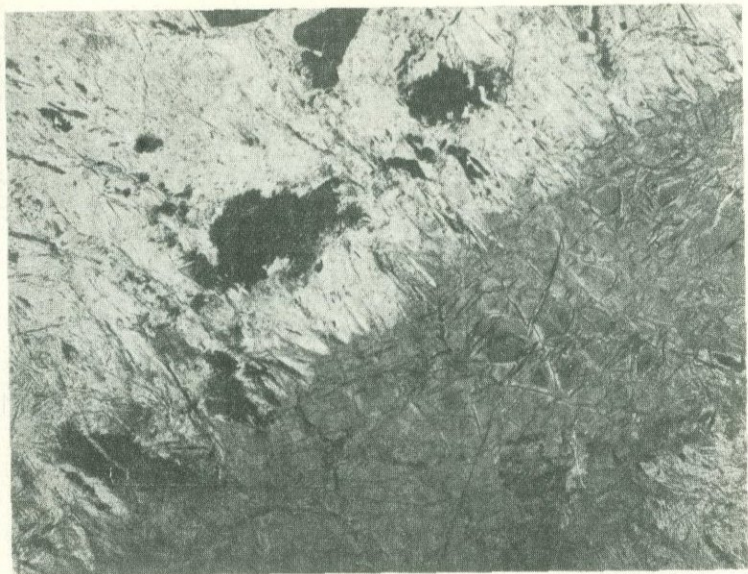


Рис. 9. Реликты петельчатого субстрата в серпентините (шл. 232-67, увел. 20, без анализатора)

Рис. 10. Неравномерная перекристаллизация субстрата и степень сохранности его реликтов (шл. 244-67, увел. 40, без анализатора)





Рис. 11. Фазовая неоднородность дисперсного субстрата и развитие в нем (а) серпентина и (б) брусита (шл. 235-67, увел. 9000)

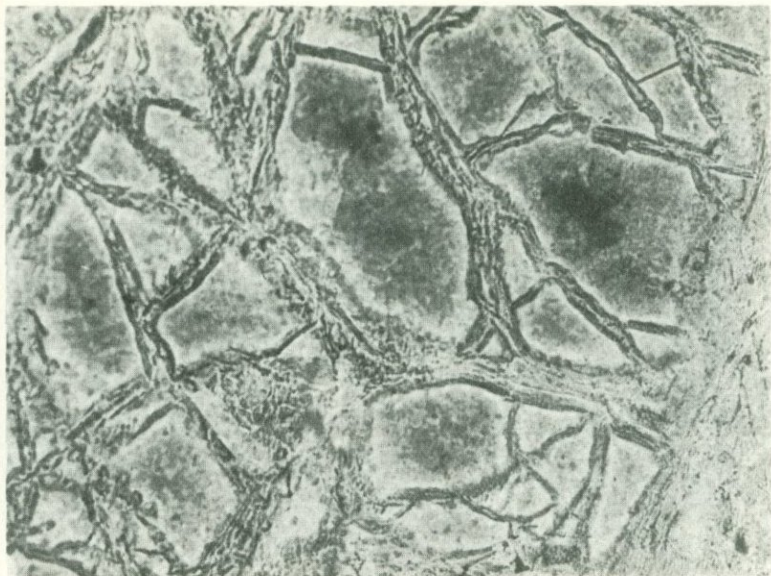


Рис. 12. Образование петельчатой структуры в дисперсном субстрате (шл. 235-67, увел. 130, без анализатора)

Рис. 13. Серпентинитовая брекчия – продукт многократной перекристаллизации дисперсного субстрата, сохранившего в реликтах полосчатое строение и дисперсное вещество в ячейках (шл. Ю-43-62, увел. 6, с анализатором)



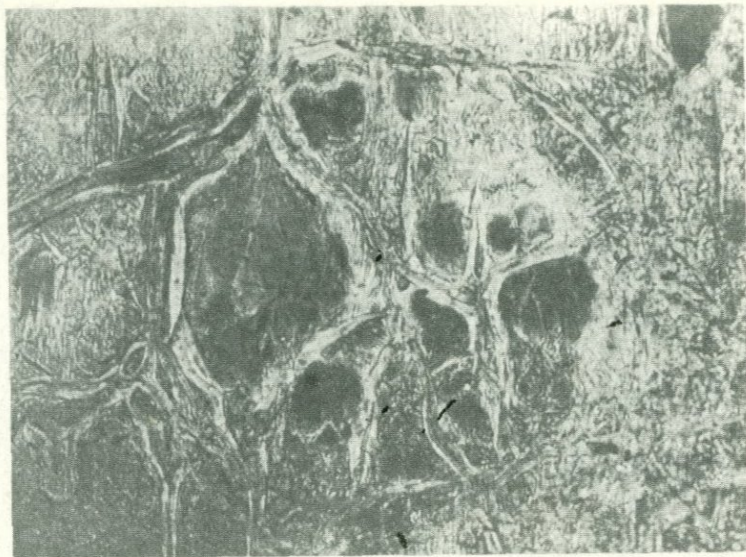


Рис. 14. Перекристаллизация субстрата с обособлением и исчезновением ячеек (шл. 65-68, увел. 40, без анализатора)

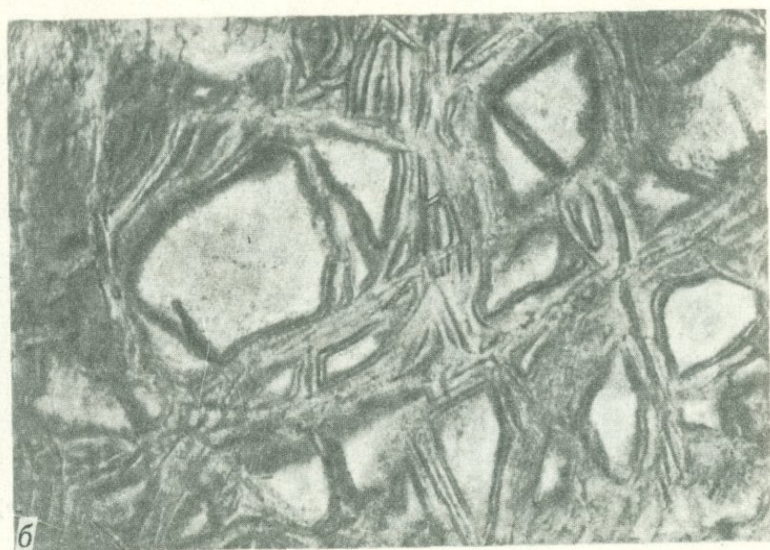
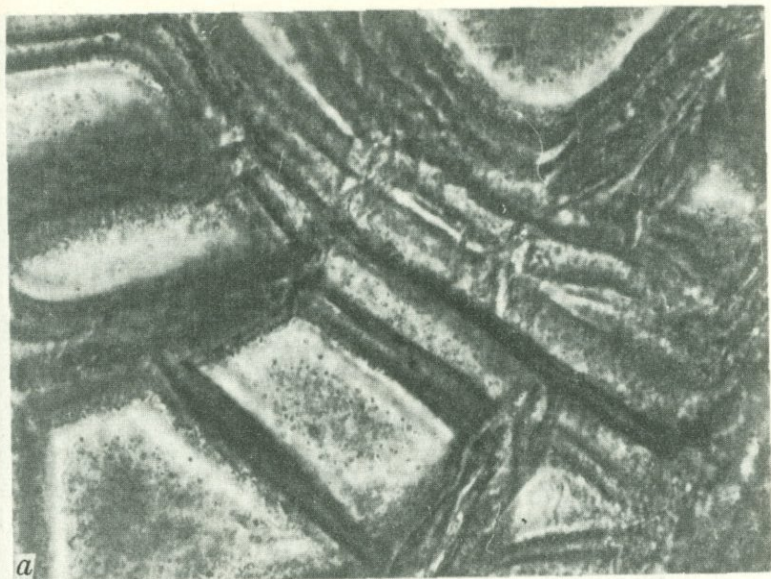


Рис. 15. Раскристаллизация вещества субстрата

а — в ячейках и между ними (шл. 235-67, увел. 420, без анализатора),
 б — между ячейками с освещением в них вещества (шл. 235-67, увел. 130, без анализатора)



Рис. 16. Гомогенизация вещества ячеек и появление "спайности", пересекающей реликтовую петельчатую структуру субстрата (шл. 235-69, увел. 130)

а - без анализатора, б - с анализатором

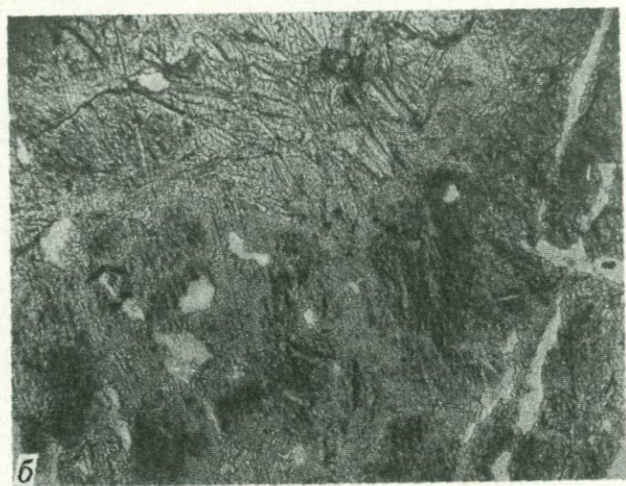
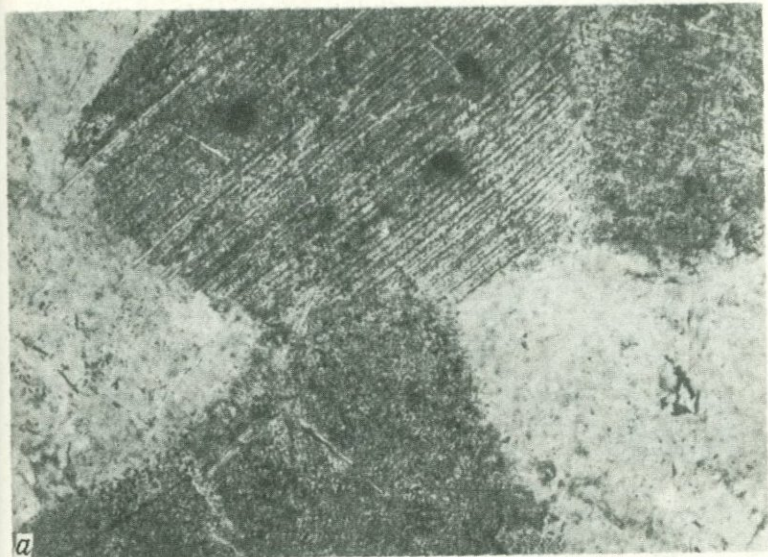


Рис. 17. Упорядочение рудного вещества в ходе перекристаллизации
а - субстрата (шл. 37-68, увел. 100, без анализатора), б - серпентинита (шл. 1-68, увел. 120, без анализатора)



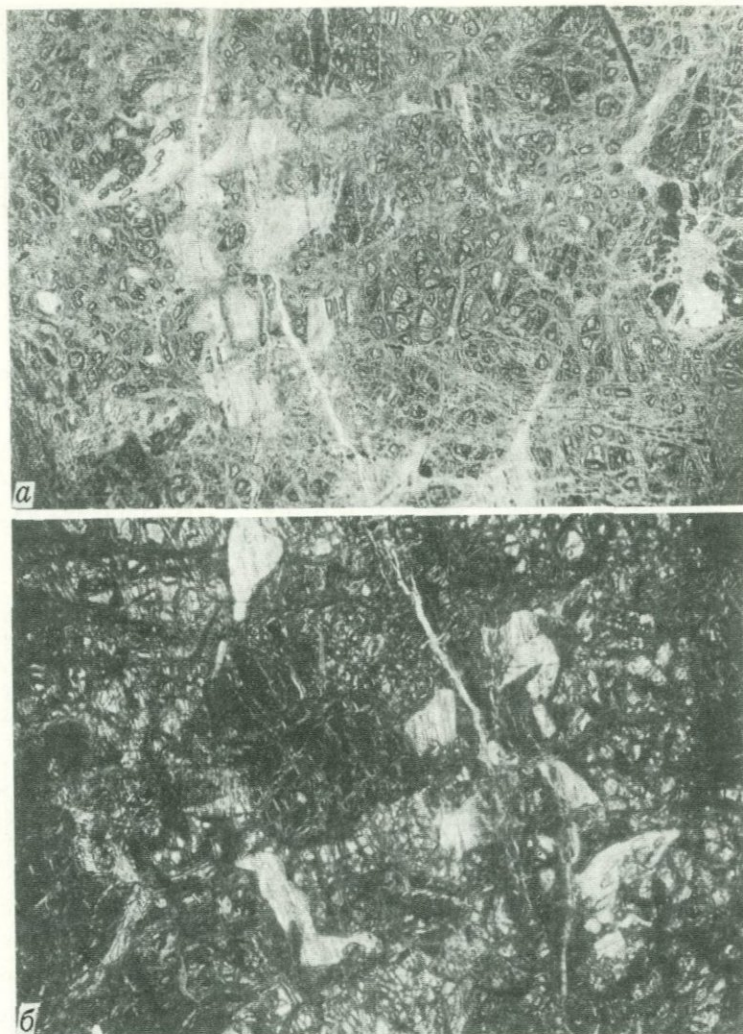


Рис. 19. Кристаллобластическая структура гарцбургита с порфиробластами бастита и энстатита (шл. 248-67, увел. 10)

а - без анализатора, б - с анализатором

Рис. 18. Порфиробласты бастита

а - в дисперсном субстрате (шл. 240-67, увел. 130, с анализатором),
 б - в петельчатом субстрате с сохранением его структуры и новообразованием оливина в ячейках (шл. 285-68, увел. 40, с анализатором),
 в - в серпентините с образованием энстатита в ячейках реликтовой петельчатой структуры (шл. 138-68, увел. 40, с анализатором)

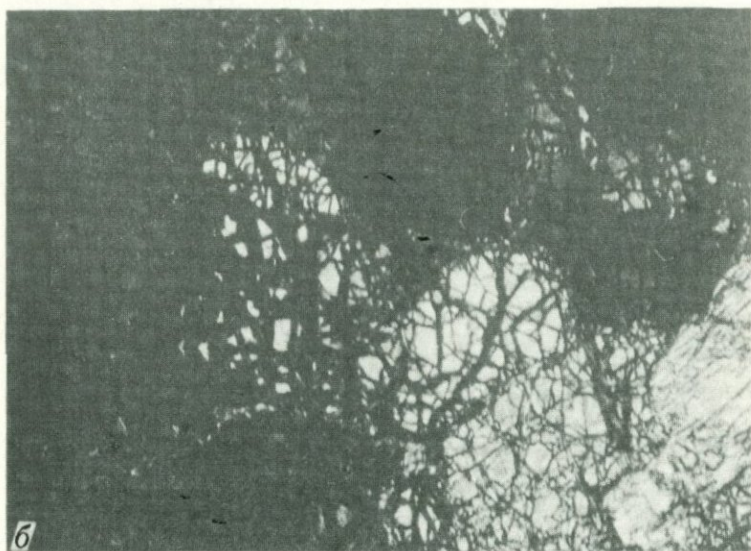
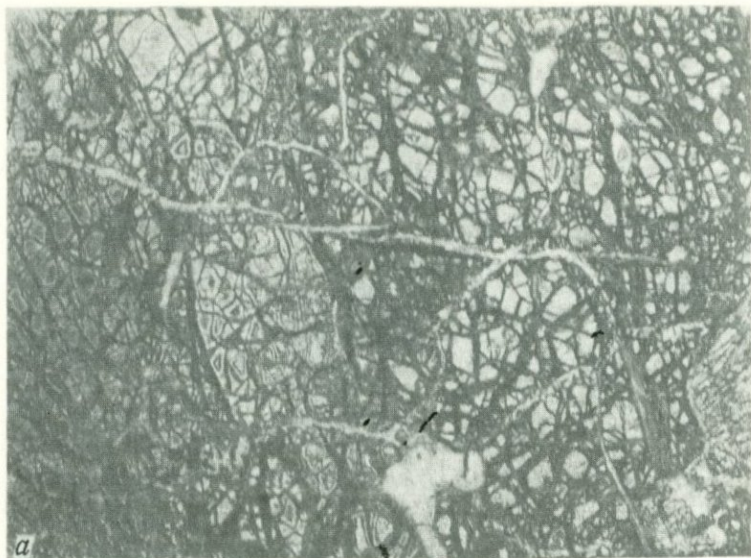


Рис. 20. Соотношение петельчатого субстрата с дунитом (шл. 233-67, увел. 10)

а - без анализатора, б - с анализатором

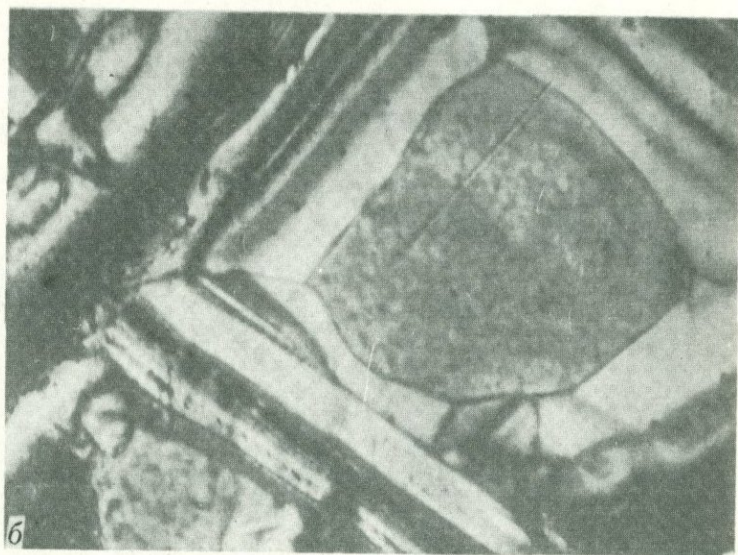
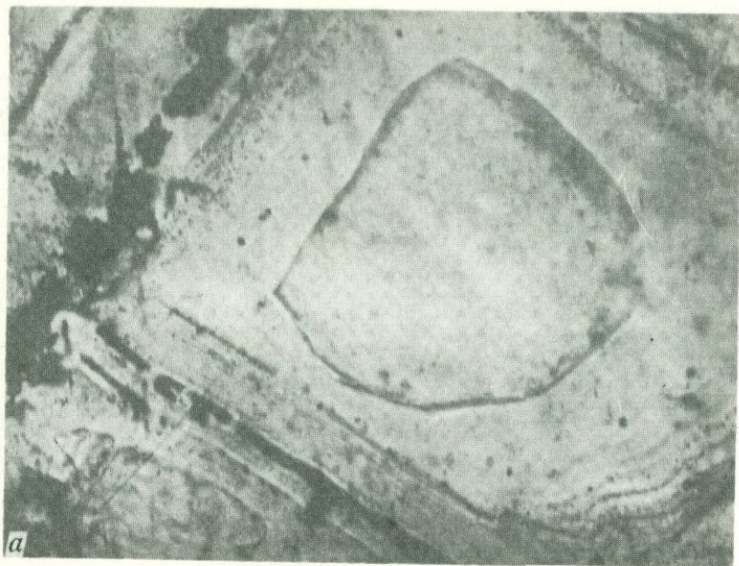


Рис. 21. Микрозональное строение петель серпентина около оливина в ячейках (шл. 62-72, увел. 130)

а - без анализатора, б - с анализатором

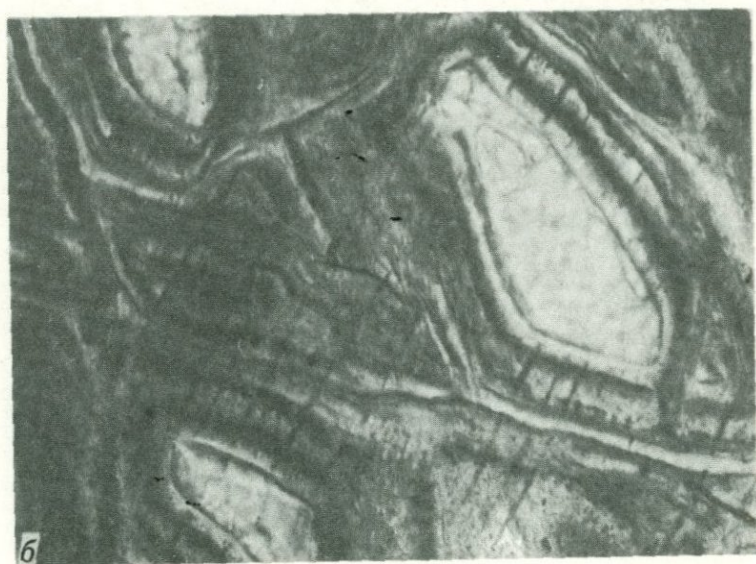


Рис. 22. Пересечение "спайности" субстрата

а - оливином и шнурами более позднего хризотила (шл. 78-70, увел. 130, без анализатора), б - гломеробластами оливина в ячейках (шл. 287-67, увел. 250, без анализатора)



Рис. 23. Развитие оливина

а - в виде игольчатого агрегата в ячейках (шл. 16-67, увел. 400, без анализатора), б - в серпентините вне связи с его структурой (шл. 236-69, увел. 150, без анализатора)

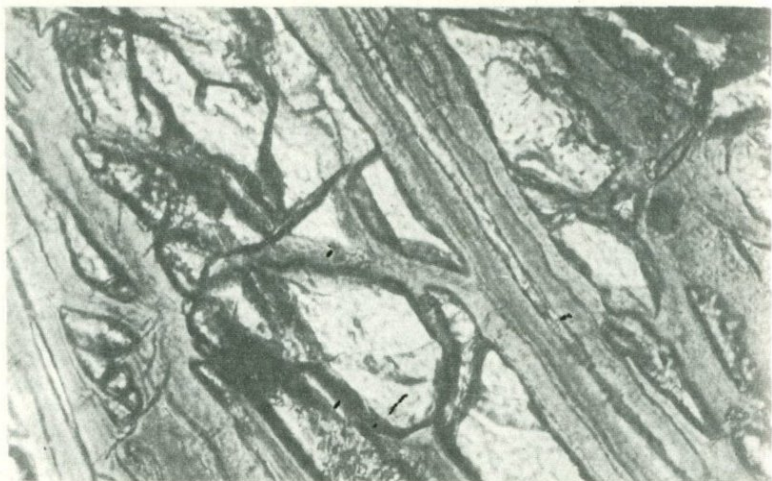


Рис. 24. Образование оливина в полосчатом субстрате в виде гломеробластов и лентовидных кристаллов (шл. 195-68, увел. 340, без анализатора)

Рис. 25. Развитие оливина в ячейках в виде гломеробластов и узких краевых зон и его неоднородный состав (шл. 232-67, увел. 240, без анализатора)



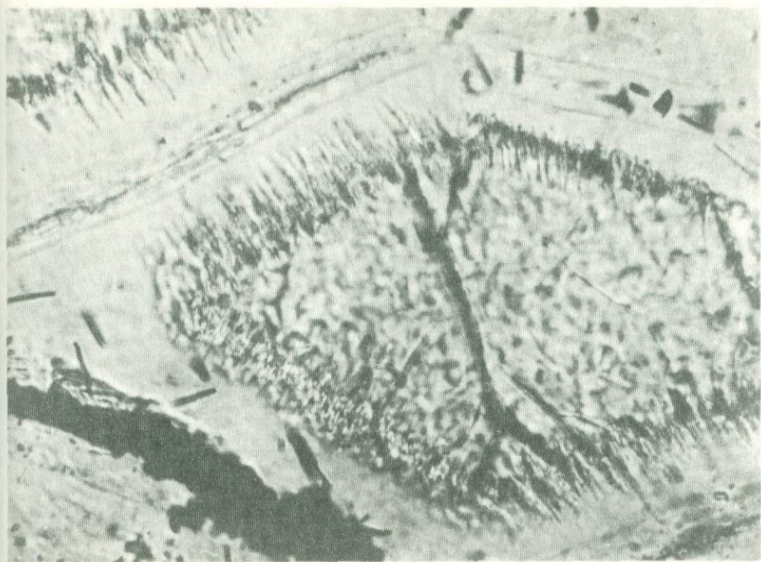


Рис. 26. Игольчатые зоны роста оливина в ячейках субстрата
(шл. 16-72, увел. 400, без анализатора)

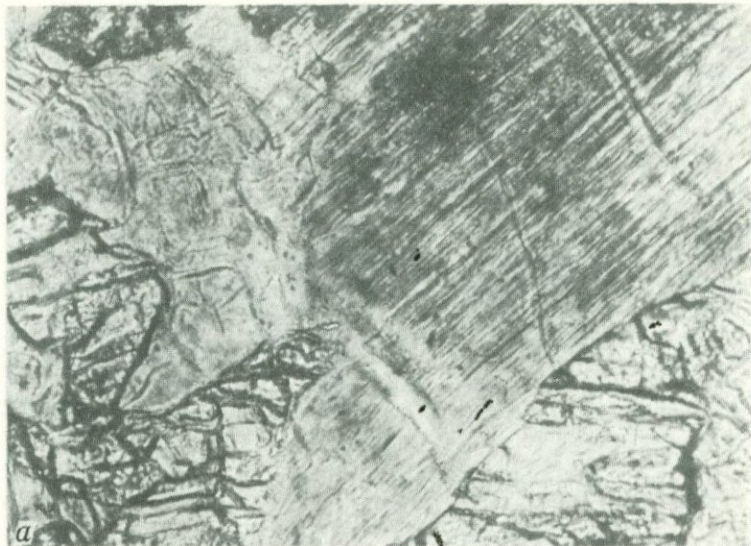
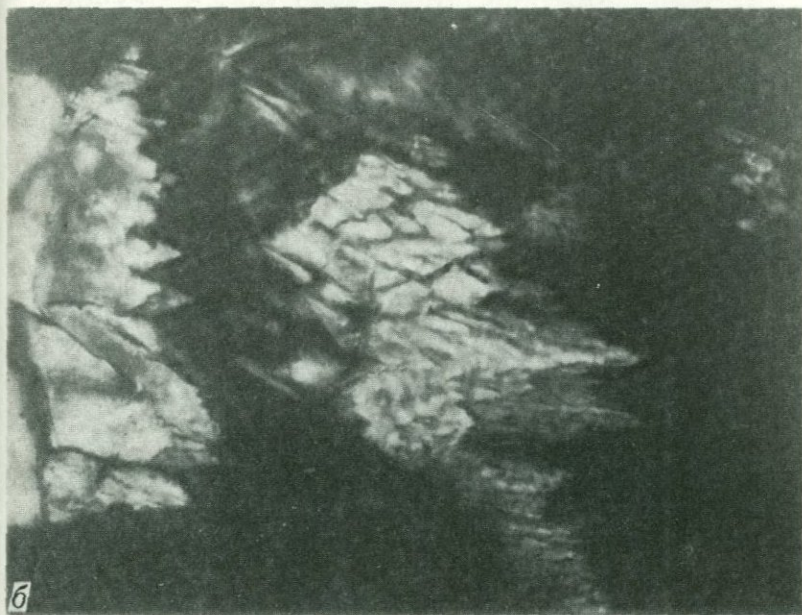


Рис. 27. Соотношение оливина с баститом

а - оливин развивается около бастита и внутри его и в петельчатом субстрате (шл. 123-69, увел. 130, без анализатора); б - оливин пересекает бастит, но развивается в ячейках субстрата (шл. 23-70, увел. 130, без анализатора)



а



б

Рис. 28. Скелетные формы роста оливина в ячейках (шл. 62-72, увел. 230)

а - без анализатора, б - с анализатором

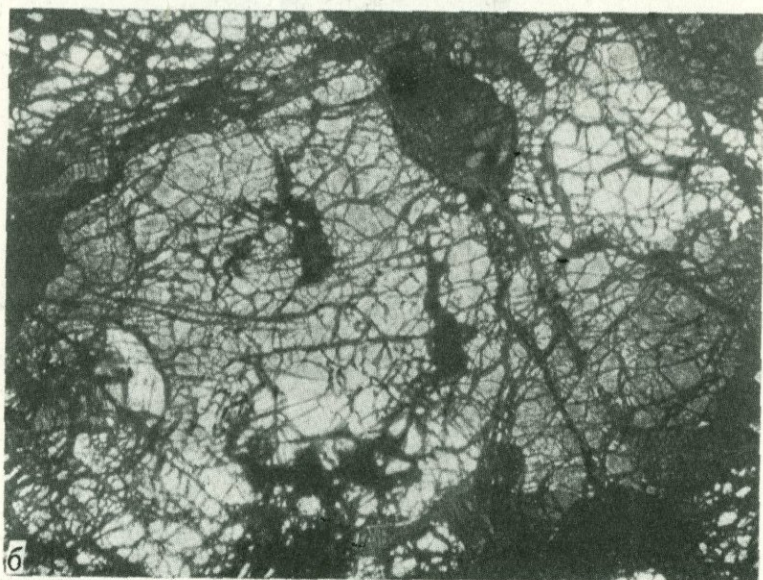
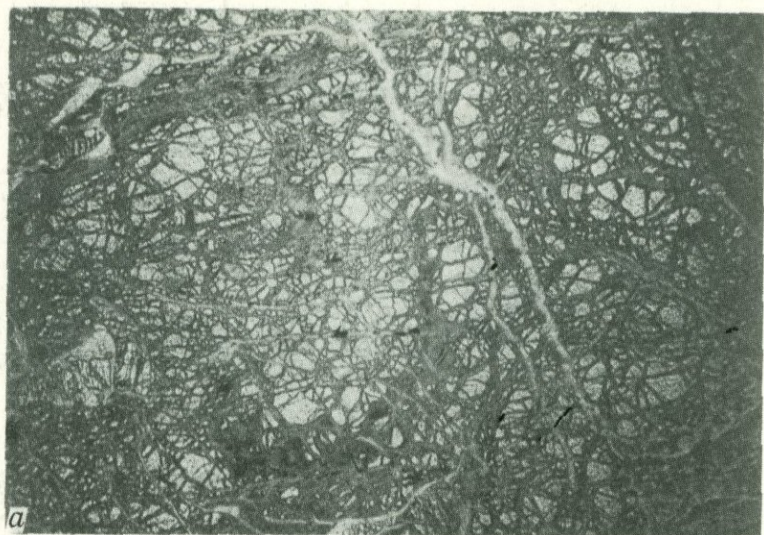


Рис. 29. Кристаллобластическая структура дунита и микрореликты в нем петельчатого субстрата (шл. 238-67, увел. 10)

а - без анализатора, б - с анализатором

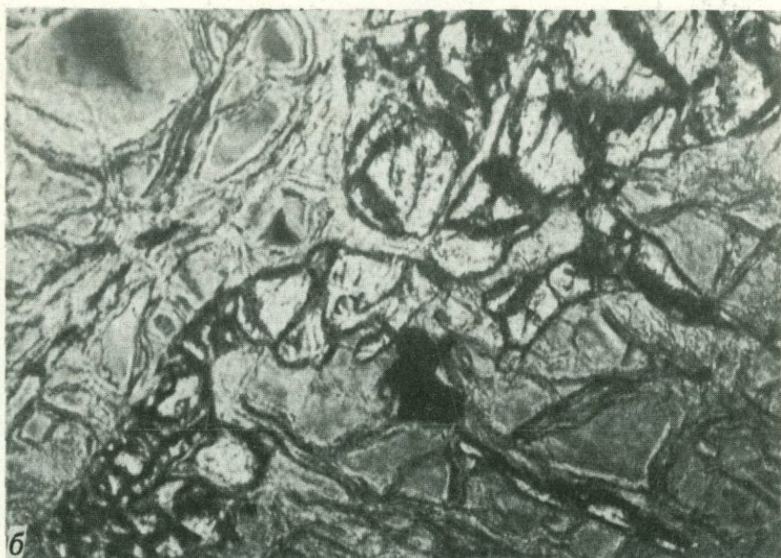


Рис. 30. Пересечение оливином

а - полосчатости серпентинита (шл. 176-70, увел. 140, без анализатора),
 б - петельчатости субстрата, петель и шнуров серпентина в субстрате
 (шл. 140-69, увел. 180, без анализатора)

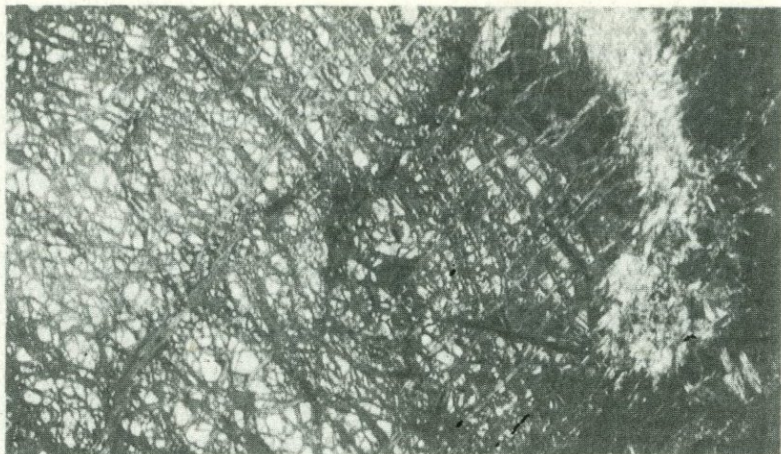
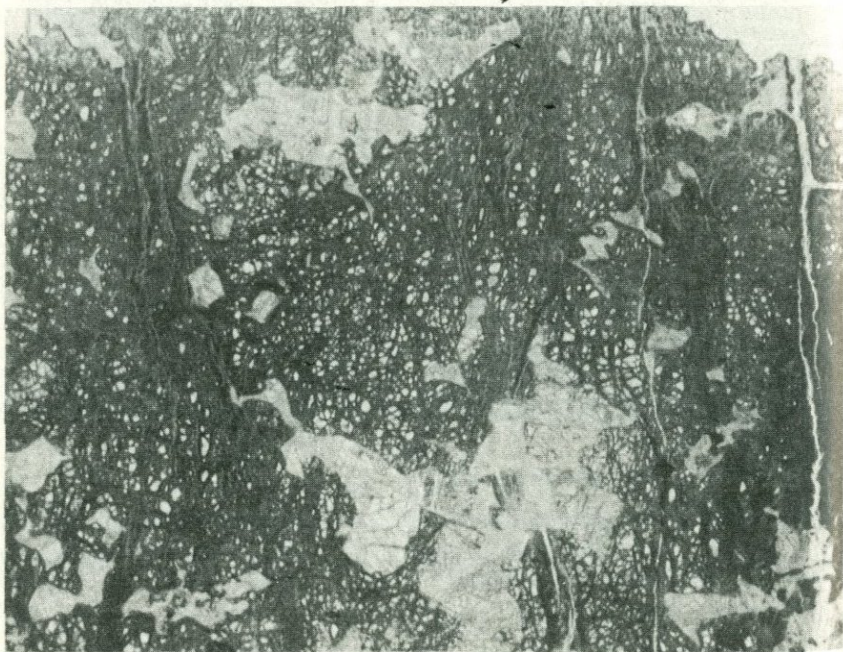


Рис. 31. Развитие шнуров хризотила в одновременно погасающем индивиде оливина с пересечением его ранней петельчатой структуры и микро реликтов субстрата в нем (шл. 232-68, увел. 10, без анализатора)

Рис. 33. Кристаллобластическая структура гарцбургита и порфиробласты бастита и энстатита в нем (шл. 287-67, увел. 6, без анализатора)



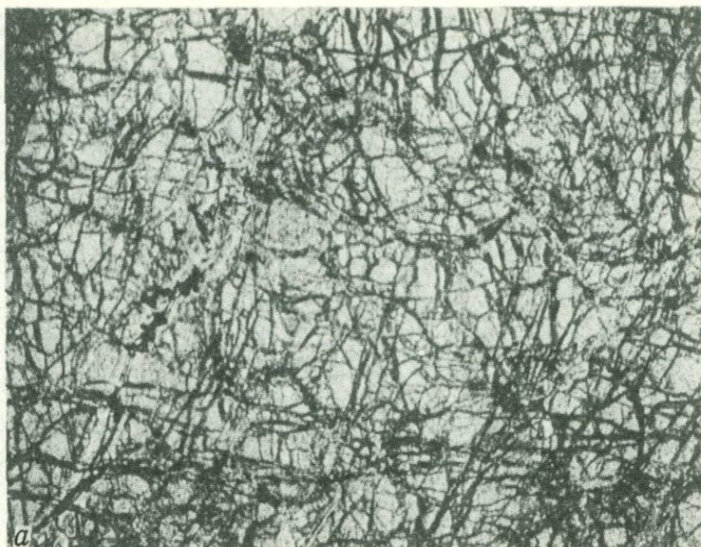


Рис. 32. Кристаллобластическая структура дунита и рисунок микровыделений магнетита, воспроизводящий петельчатую структуру субстрата (шл. 48-64, увел. 20)

а - без анализатора, б - с анализатором

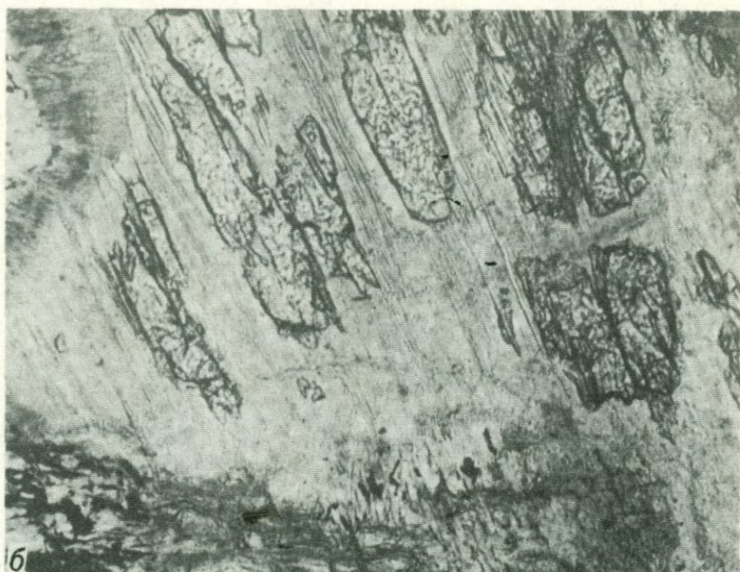


Рис. 34. Развитие энстатита в бастите

а - с краев и внутри бастита с пересечением его спайности (шл. 241-67, увел. 50, без анализатора); б - вдоль спайности, поперечной пологатости субстрата (шл. 298-67, увел. 90, без анализатора)

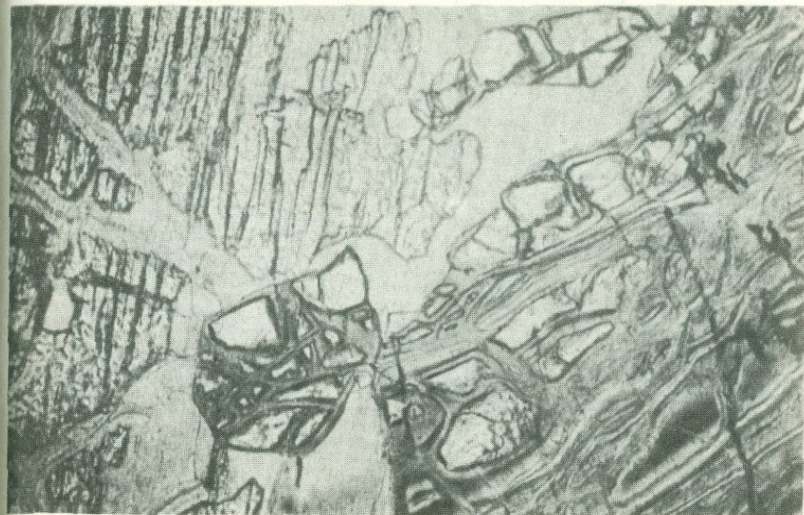
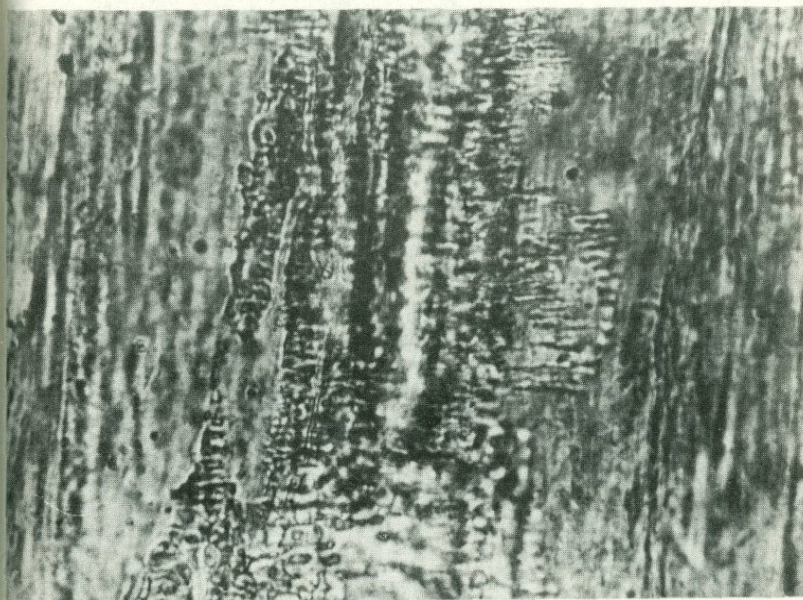


Рис. 35. Типичные соотношения минералов в гарцбургите: биотит пересекает полосчатость субстрата, сохраняет его петельчатую структуру и содержит свежий оливин и энстатит, срастающийся с оливином субстрата (шл. 287-67, увел. 90, без анализатора)

Рис. 36. Скелетные формы роста энстатита в биотите (шл. 85-70, увел. 400, без анализатора)





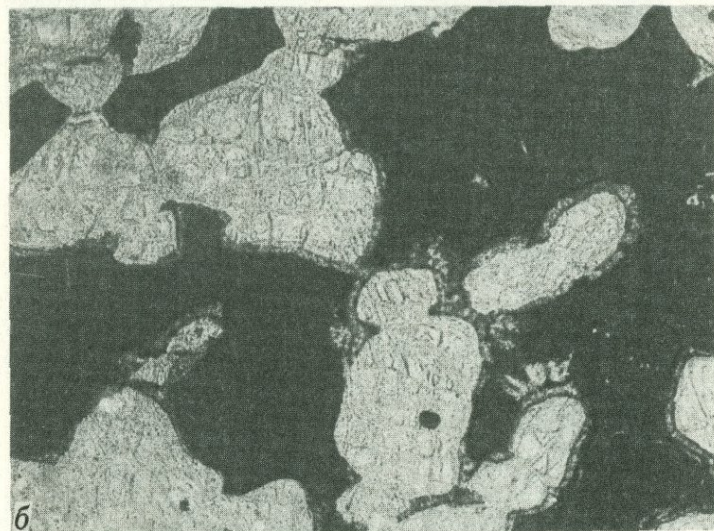


Рис. 38. Развитие хромшпинелида в серпентините

а - с пересечением его полосчатости (шл. 260-67, увел. 20 с анализатором), б - с образованием брекчиевидной структуры (шл. 248-67, увел. 30, без анализатора)

Рис. 37. Метасоматическое образование хромита

а - в гарибургите (шл. 238-68, увел. 20, без анализатора), б - в бастите с реакционной каймой тремолита (шл. 124-69, увел. 130, без анализатора), в - одновременно и в бастите и петельчатом субстрате (шл. 30-71, увел. 130, без анализатора)

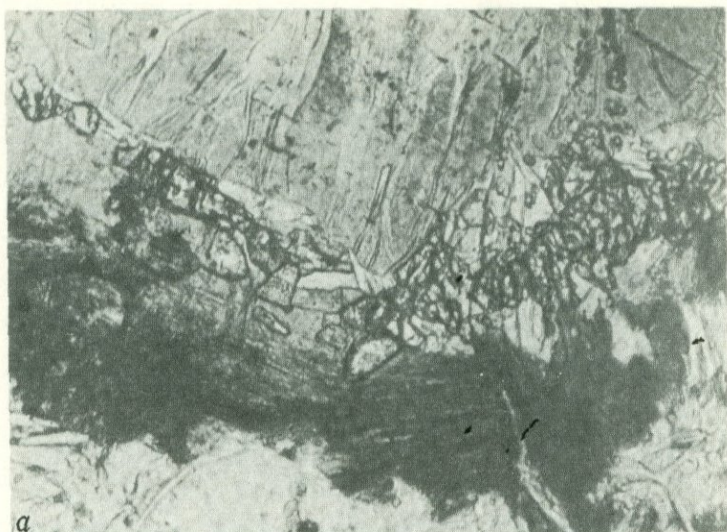


Рис. 39. Каемки игольчатого энстатита

а - вместе с магнетитом и диопсидом в краях тонкополосчатого субстрата (шл. 43-62, увел. 130, без анализатора), б - в срастании с зеленой шпинелью около оливина (шл. 242-67, увел. 120, без анализатора)



Рис. 40, Пойкилобласты диопсида, пересекающие полосчатость серпентинита (рис. 237-67, увел. 40, без анализатора)

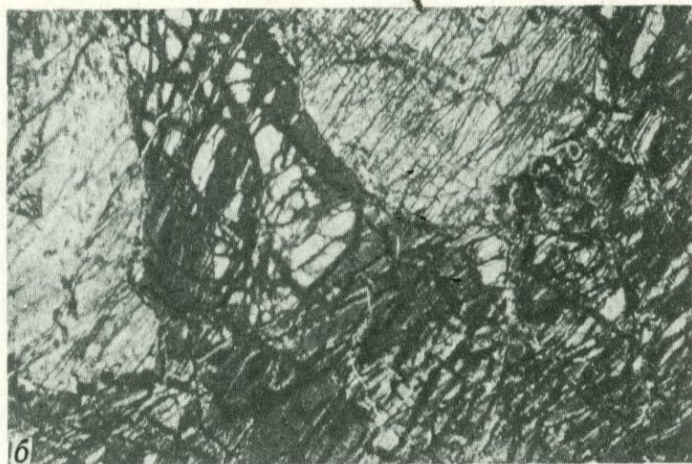
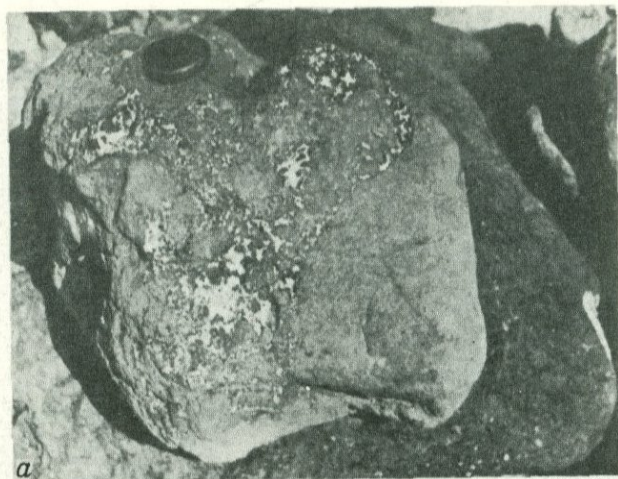


Рис. 41. Кристаллобластическая структура

а - пироксенита с реликтами субстрата (шл. 243, увел. 10, без анализатора), б - верлита (шл. 12-64, увел. 20, без анализатора)

Рис. 42. Различные стадии фельдшпатизации субстрата с образованием

а - струйчатых обособлений плагиоклазовой массы и габбро, б - меланократового габбро, в - лейкократового габбро с реликтами субстрата



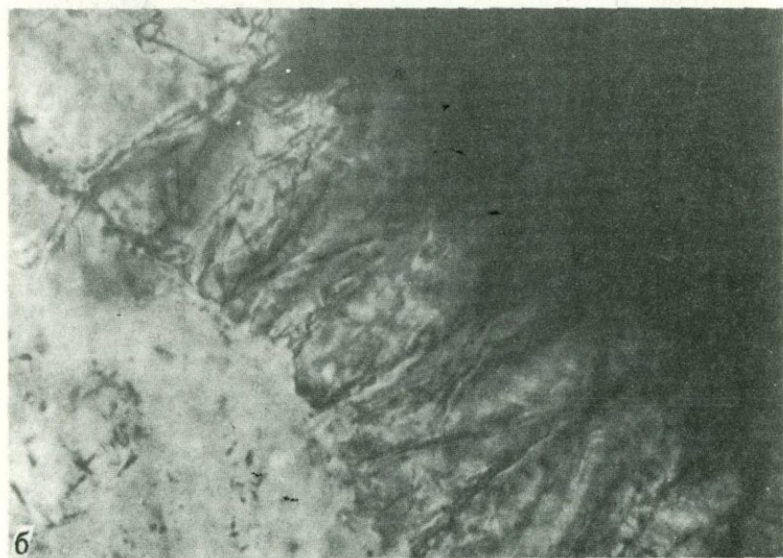


Рис. 43. Соотношение гроссуляровой массы (темное) с петельчатым серпентинитом (шл. 208-68, увел. 480, без анализатора)

а - с резким контактом, б - с переходной зоной

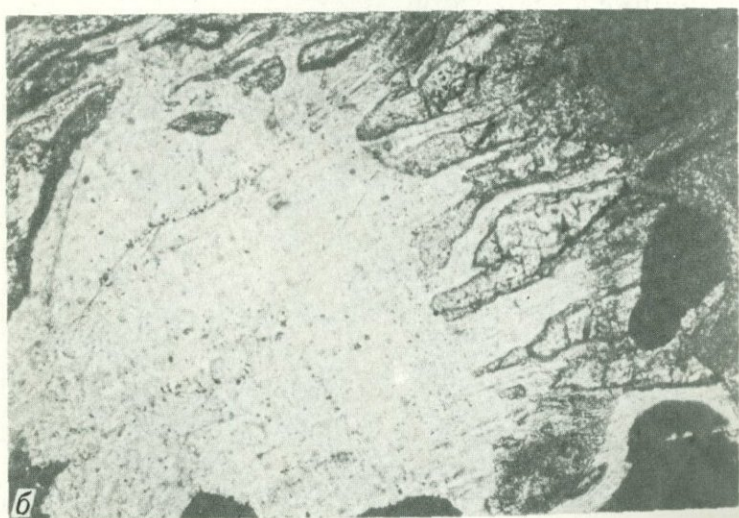


Рис. 44. Развитие каемок в серпентините (светлое) на границе с гроссуляровой массой (шл. 104-67, увел. 460, без анализатора)

а - игольчатого диопсида, б - оливина с хромитом



Рис. 45. Фазовая неоднородность гроссуляровой массы (шл. 208-68, увел. 9600). Гроссуляровый агрегат в виде прожилков в дисперсном субстрате

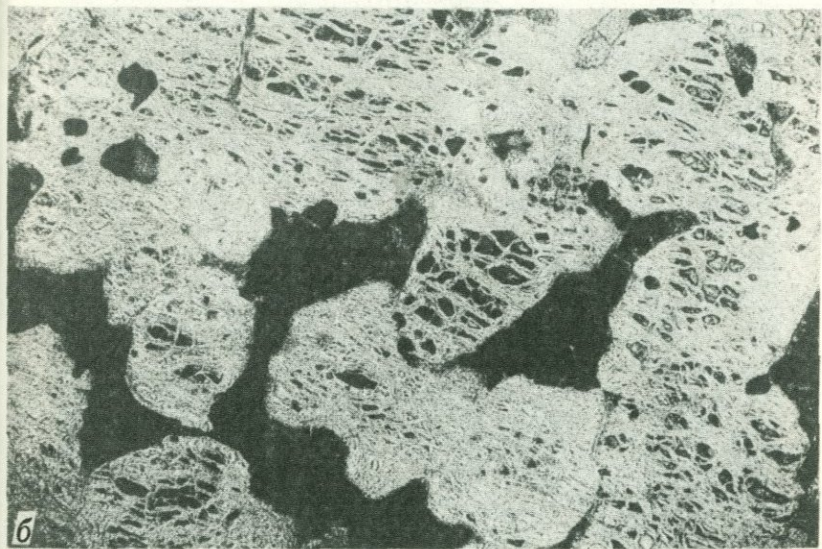
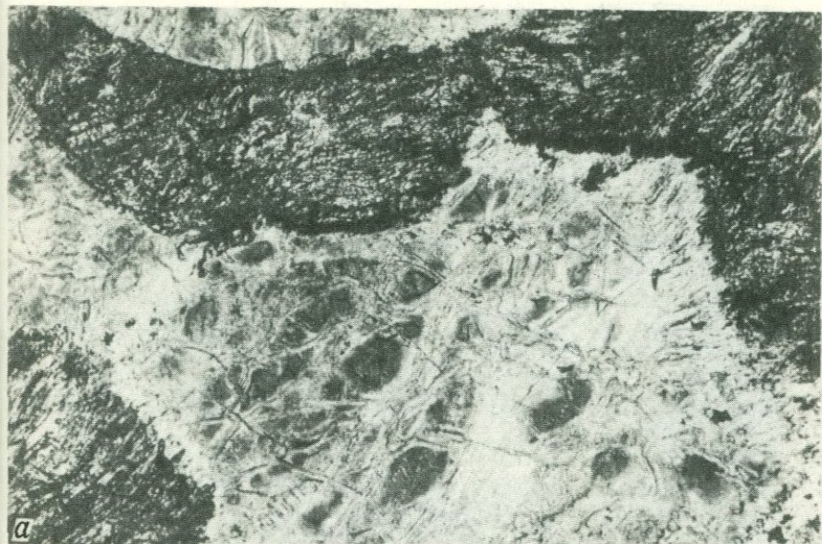
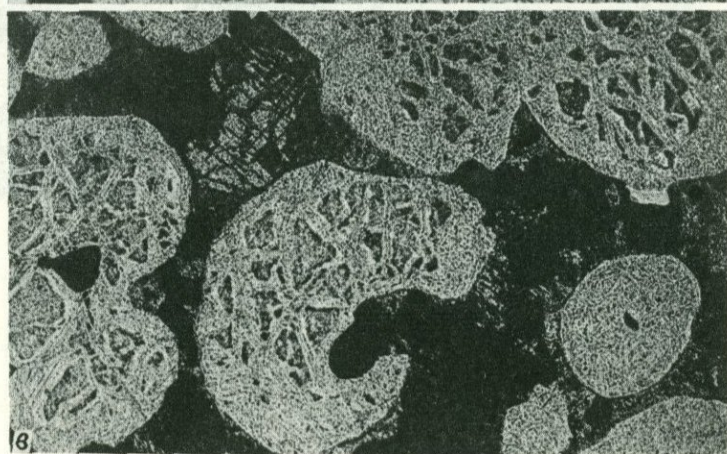
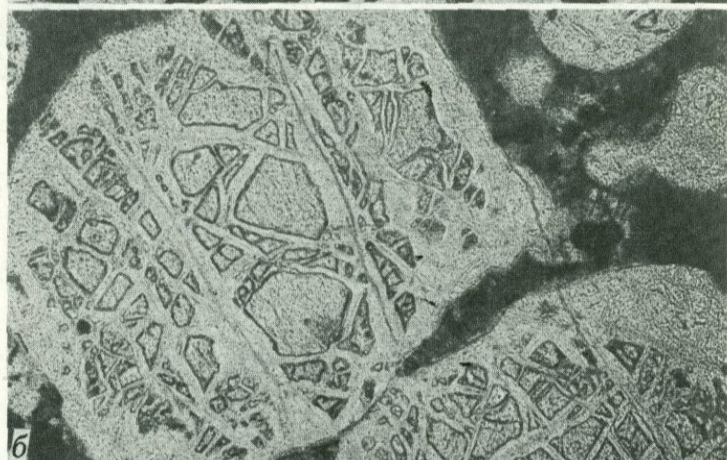
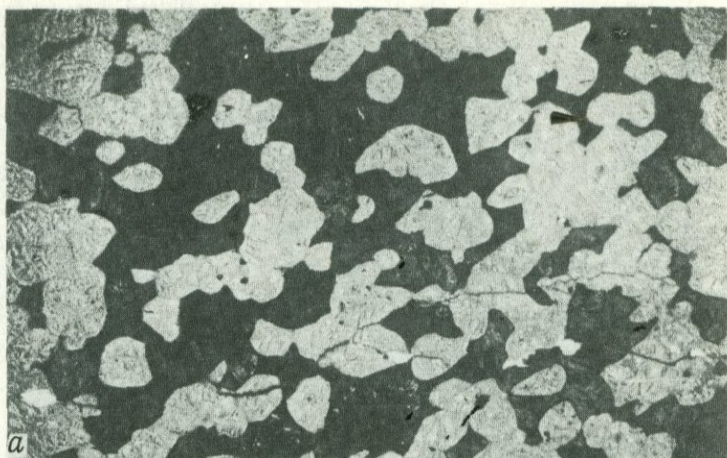


Рис. 46. Замещение гроссуляровой массой (темное)

а - петельчатого серпентинита с его перекристаллизацией (шл. 208-68, увел. 120, без анализатора); б - микросланцеватого субстрата и ячеек в нем, частью генерированных в оливин (шл. 243-67, увел. 20, без анализатора)



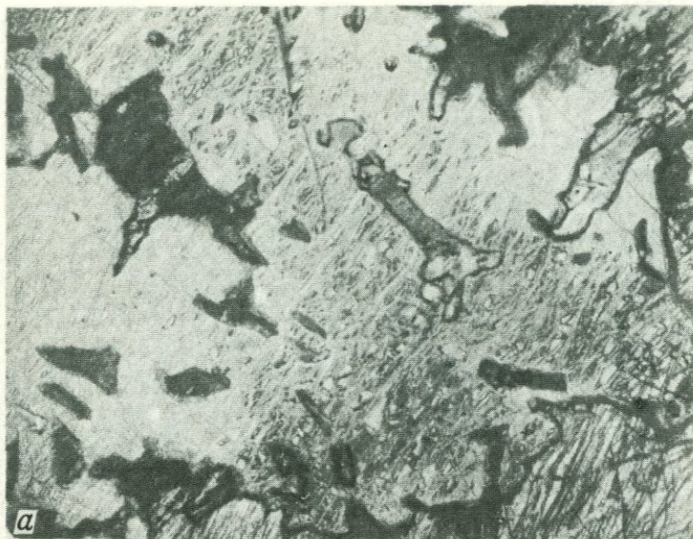


Рис. 48. Соотношение плагиоклаза с субстратом в габброидах

а - пересечение микросланцеватости, замещение ячеек серпентинита и генерация оливина (шл. 251-67, увел. 20, без анализатора), б - реакционные каемки тремолита около реликтов и их преобразования (шл. 425-70, увел. 20, без анализатора)

Рис. 47. Метасоматические микробрекчии (шл. 242-67, без анализатора)

а - механизм их образования в серпентините (увел. 10), б - замещение ячеекgrossуляровой массой и смесью ее с серпентином (увел. 40), в - генерация оливина в ячейках субстрата (увел. 60)

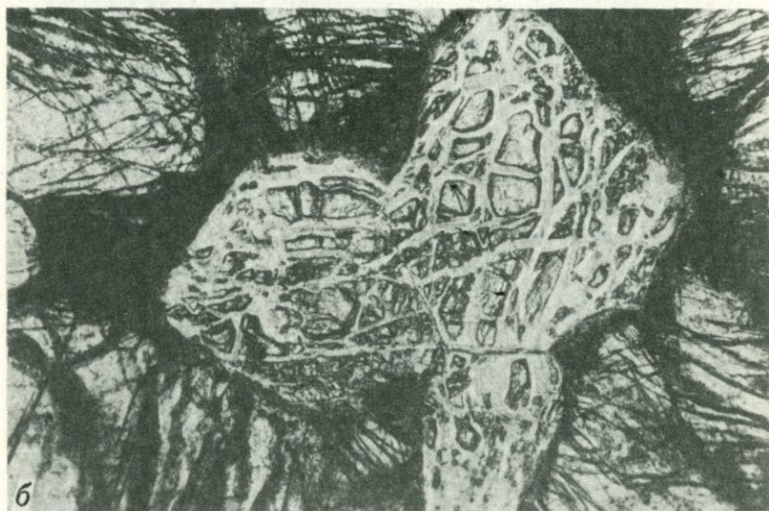


Рис. 49. Микроструктурные особенности троктолитов

а - зародышевые формы плагиоклаза в плотной массе, причудливая форма реликтов субстрата и агрегатное строение генерированного оливина в ячейках (шл. 425-70, увел. 30, без анализатора); б - различная величина зерен и агрегатное строение оливина в ячейках и краях реликтов субстрата в плагиоклазите (шл. 297-68, увел. 60, без анализатора)



Рис. 50. Кристаллобластическая структура лейкократового троктолита, форма реликтов и микроклинцеватость субстрата с оливином в ячейках (шл. 248-68, увел. 20)

а - без анализатора; б - с анализатором



Рис. 51. Развитие клинопироксена в связи с фельдшпатизацией

а - в петельчатом серпентините в виде реакционной каймы (шл. 30-68, увел. 20, без анализатора), б - в виде полосок пироксенита и реликтов субстрата с генерированным оливином в ячейках (шл. 249-67, увел. 10 без анализатора)



Рис. 52. Амфиболизация петельчатого серпентинита (шл. 68-70, увел. 130, без анализатора)

а - с сохранением его реликтов, б - с дегидратацией вещества ячеек субстрата реликтов

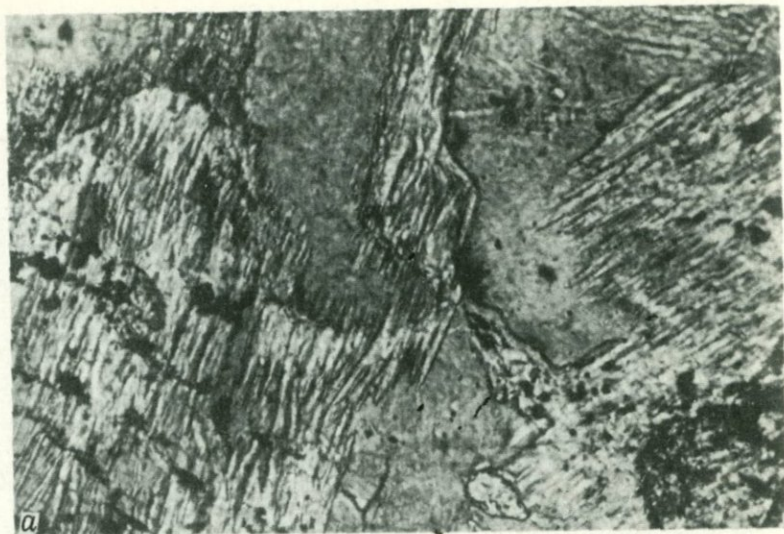


Рис. 53. Признаки метасоматического образования амфиболовых пород
 а - игольчатые каемки роста, разрастание в пойкилобласты и гомогенизация амфибола (шл. 47-68, увел. 130, без анализатора); б - присутствие реликтов субстрата и различный характер его преобразования (шл. 233-70, увел. 20, без анализатора)

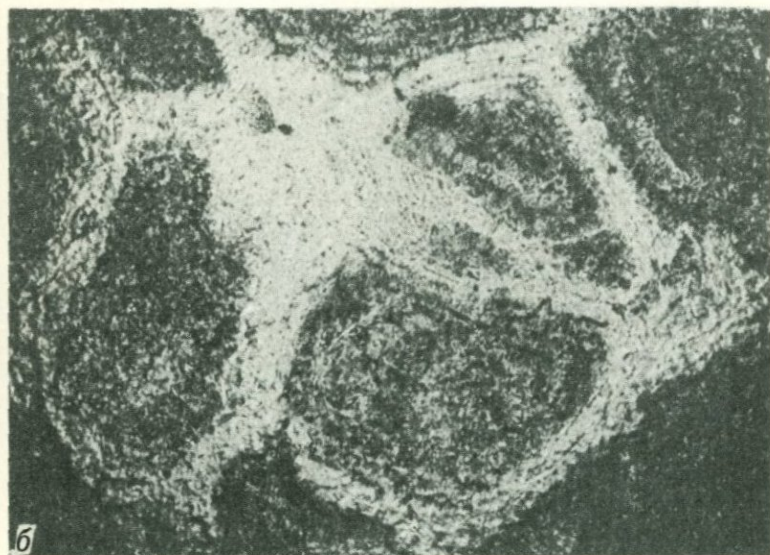
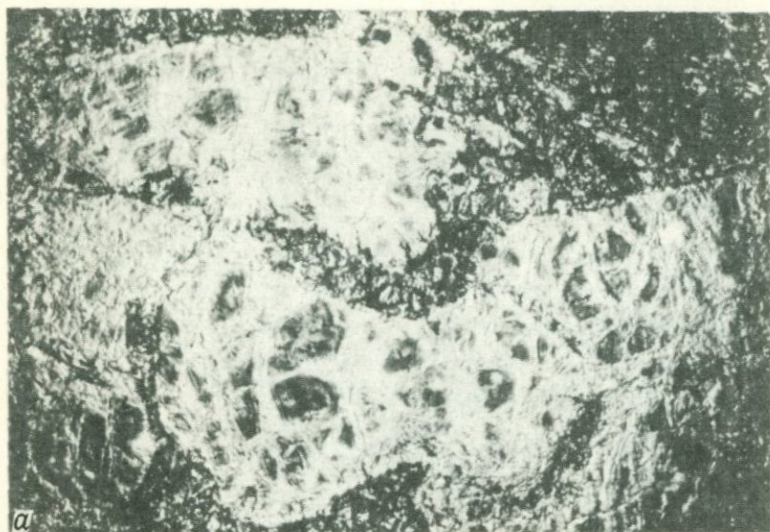


Рис. 54. Карбонатизация петельчатого серпентинита

а - проникновение плотной массы (темное) с пересечением и расчленением субстрата и замещением его ячеек (шл. 202-70, увел. 130, без анализатора), б- раскристаллизация и очищение массы с восстановлением петельчатой структуры субстрата (шл. 223-70, увел. 90, без анализатора)

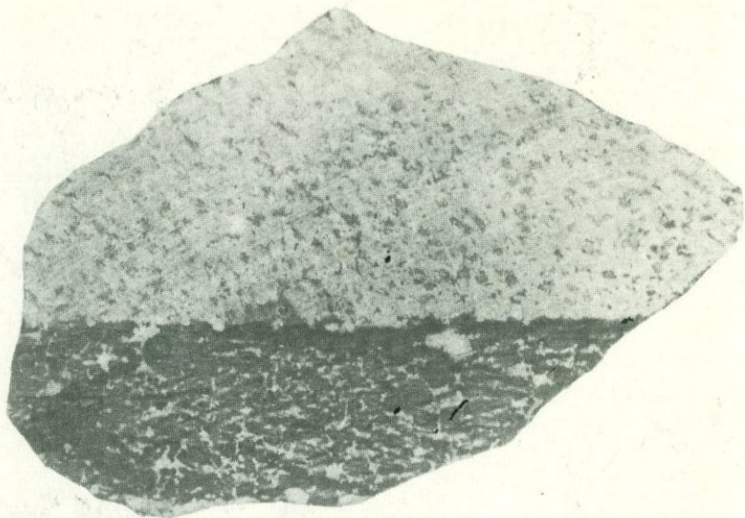


Рис. 55. Пироксенизация микросланцеватого петельчатого серпентинита (темное) с образованием полос клинопироксенита и верлита (массив Яллинг-Нёр, 1/2 натур. вел.)

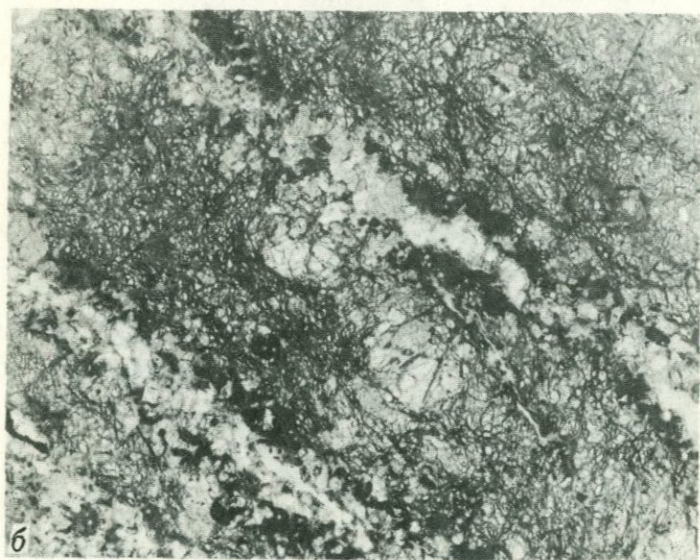
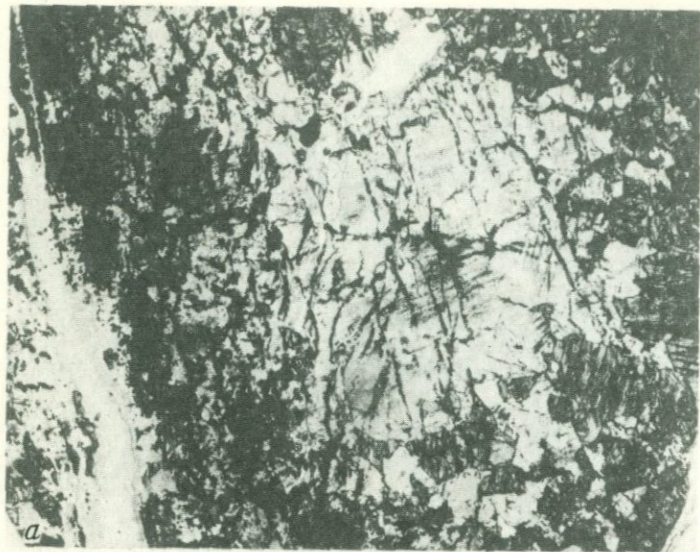
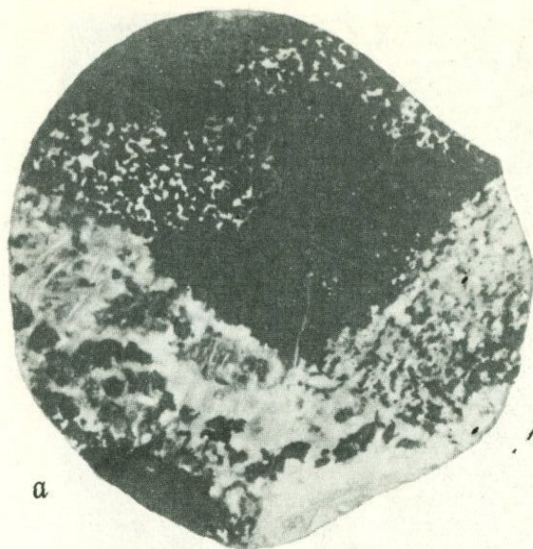
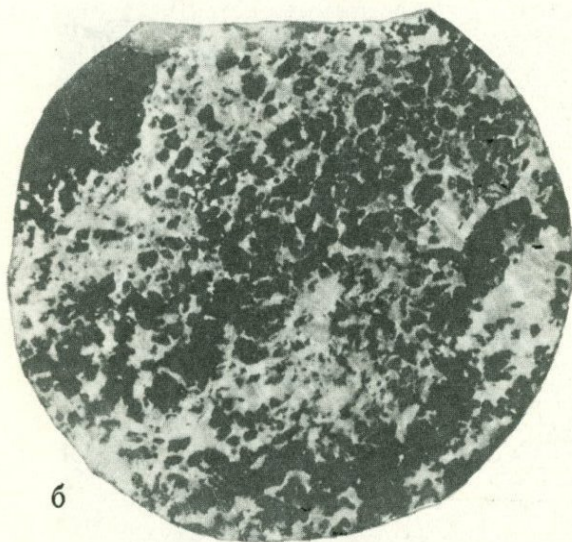


Рис. 56. Клинопироксенизация плотного субстрата (массив Нурали) с образованием

а - порфиробластов богатого магнетитом диопсида (темное) и разрастание его в пойкилобласты (шл. 66-64, увел. 20, без анализатора), б - полосчатого верлита с генерированным оливином в ячейках субстрата (шл. 36-62, увел. 10, без анализатора)



а



б

Рис. 57. Фельдшпатизация петельчатого серпентинита (темное) с образованием

а - участков импрегнации и полосок габброидов, б - метасоматической микробрекчии с пойкилобластами анортита (Хабарнинский массив, керн, глубина 91-93 м, натур. вел.)

Рис. 58. Последовательные стадии фельдшпатизации петельчатого серпентинита (Хабарнинский массив)

а - замещение плотной массой с образованием реакционных каемок (шл. 30-62, увел. 40, с анализатором), б - частичная раскристаллизация массы в плагиоклаз (шл. 52-62, увел. 20, без анализатора), в - реликты субстрата в плагиоклазите с явлениями замещения ячеек, их дегидратацией и реакционными каемками вокруг реликтов (шл. 27-62, увел. 20, без анализатора)





Рис. 59. Текстуры разновидностей габброидов (массив Левчай, Азербайджан)

а - мигматитовые, б - тонкополосчатые



Рис. 60. Дегидратация дисперсного субстрата в условиях опыта (шл. 239-67, увел. 600, без анализатора; белое внизу - стекло)

а - форма зерен генерированного оливина и осветление вещества ячеек краевой зоны образца, б - начальная стадия дегидратации вещества ячеек в удалении от контакта с расплавом

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Геологические особенности гипербазитовых массивов Севанского пояса	9
Общие сведения	9
Соотношение гипербазитов с вмещающими породами	12
Псевдоинтрузивные контакты гипербазитов	17
Маломощные полосы и бескорневые тела серпентинитов	23
Радиологический возраст гипербазитов	25
Глава II. Гетерогенность гипербазитов, наличие в них реликтов дисперсного субстрата и характер его преобразований	27
Реликты дисперсного субстрата в гипербазитах	27
Особенности строения и химизма дисперсного субстрата	29
Перекристаллизация субстрата и ее роль в образовании серпентинитов	35
Дегидратация субсерпентинита и ее роль в образовании оливиновых и ортопироксен-оливиновых пород	39
Причины образования ячеистой структуры в гипербазитах	40
Вторичная (регенерированная) природа оливина и существенно оливиновых пород	42
Образование ортопироксена в связи с дегидратацией субстрата	45
Глава III. Роль метасоматоза в образовании ассоциирующих с гипербазитами пород	53
Роль метасоматоза в образовании клинопироксенитов и верлитов	55
Фельдшпатизация субстрата и особенности возникающих габброидов	58
Другие виды метасоматоза субстрата	65
Глава IV. Некоторые аспекты генезиса альпинотипных гипербазитов	71
Значение преобразований субстрата в петрологии гипербазитов	79
Заключение	84
Литература	87

Вера Федоровна Морковкина

ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Редактор А.И. Жилина. Обложка художника Н.В. Илларионовой.

Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 25/IX-74 г. Т — 13434. Усл.печ.л. 9,0. Уч.-изд.л. 9,9
Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 500 экз. Тип. зак. 1336
Цена 96 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21^х
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

96 коп.

