

А. С. Варлаков

СЕРПЕНТИНЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД УРАЛА

A. S. Varlakov

SERPENTINES OF ULTRABASIC ROCKS OF THE URALS

Petrographical varieties and polytype modifications of rock-forming serpentines (α -, β -, γ -, δ -lizardites, chrysotiles, chrysotiloid, povlen-chrysotiles and antigorites) composing ultrabasic rocks are characterized. Their distribution in massives and genetic features of crystallization in low-, middle- and high-temperature processes of phreatic, autometamorphic and allometamorphic serpentinization are considered.

В пределах Урала встречаются все генетические разновидности гипербазитов, свойственные складчатым областям, в которых можно видеть все известные серпентины и их политипные модификации. Выделяются следующие формационные и генетические типы ультраосновных пород.

1. Альпинотипные гипербазиты, в массивах которых преобладают верхнемантийные гарцбургиты при подчиненной роли лерцолитов. В некоторых массивах лерцолиты (иногда с плагиоклазом) пользуются заметным распространением (Верхне-Иремельский, Нуралинский, Юшкадинский, Миндякский, Крака, Катралинский). Дуниты образуются в ходе Fe-Mg-метасоматоза исходных лерцолит-гарцбургитов.

2. Многие альпинотипные гипербазитовые массивы сопровождаются габброидными интрузиями, часто локализованными со стороны их кровли. В приконтактной зоне преимущественно габброиды подвергаются Fe-Mg-метасоматозу, в результате которого возникает переходный дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс (ДВКК) [4]. Наиболее интенсивный гарцбургитовый магматизм приурочен к зоне Главного Уральского разлома (ГУР) в пределах Южного и Приполярного Урала.

3. На Среднем и Северном Урале в зоне ГУР располагаются концентрическизональные массивы дунит-клинопироксенитовой формации (Платиноносный пояс). Некоторые массивы (Хабарнинский, Уктусский) залегают вне пределов пояса. Дуниты и переходные породы — верлиты образуются при Fe-Mg-метасоматозе клинопироксенитов.

4. К западному склону Урала приурочены небольшие гипербазитовые тела, связанные с глубинной дифференциацией базитовой магмы. К ним относятся хромитоносные дунит-гарцбургитовые массивы Сарановского пояса, генезис которых выразился в сочетании бронзититового магматизма и последующего Cr-Fe-Mg-метасоматоза.

5. Самостоятельное генетическое положение занимают альпинотипные гипербазиты рифейских рифтогенных офиолитов, испытавшие зональный региональный динамометаморфизм и превращенные в энстатит-, тальк- и антигорит-оливиновые породы и антигоритовые серпентиниты (Сысертско-Ильменогорский комплекс, Малышевские тела, Липовский массив и др.) [5].

Проблемы серпентинизации гипербазитов и минералогия серпентинитов охарактеризованы в нашей монографии [2]. Здесь мы приведем некоторые новые данные, касающиеся серпентинитов, а также рассмотрим условия их образования и распространения в массивах преимущественно Южного Урала.

Процессы серпентинизации подразделяются на три генетических типа: 1) фреатический, 2) автометаморфический и 3) аллометаморфический. Фреатической регрессивной серпентинизации подвергаются альпинотипные лерцолит-гарцбургиты сразу после их становления в земной коре под действием морских и фреатических вод, проникающих в массивы и нагреваемых в ходе их остывания; т. е. процесс, несомненно, носит гидротермальный характер. Автометаморфическую регрессивную серпентинизацию испытывают ультраосновные породы метасоматического или метаморфического происхождения на гидротермальной регрессивной ступени процессов,

приведших к созданию исходных пород. Аллометаморфическая серпентинизация имеет прогрессивную направленность, что обусловлено повышением температуры под действием внешних факторов метаморфизма. Среди названных типов серпентинизации выделяются низко-, средне- и высокотемпературные разновидности. Автометаморфический тип преимущественно представлен низко- и среднетемпературной разновидностями, а фреатическая серпентинизация, хотя в большинстве случаев протекает при низких температурах, однако, может проходить при средних и высоких температурах, что определяется темпом остывания гипербазитовых тел и, видимо, глубиной их становления.

Породообразующие серпентины ультраосновных пород представлены следующими кристаллоструктурными типами [2, 3, 8, 10, 11, 12, 13]: 1) плоскостные — лизардиты, 2) волокнистые трубчатослойные — хризотилы, 3) желобообразные изогнутослойные — хризотилоиды, 4) полигонально-столбчатослойные — повлен-хризотилы (полигональные серпентины), 5) пластинчатые гофрированнослойные — антигориты. Наряду с этим, целесообразно выделять при петрографическом описании пород серпофит и офит. Серпофит слагает почти изотропные или низкодвуупреломляющие ячейки петель; состав его определяется повлен-хризотилом с примесью α -лизардита и хризотила. Офит образует жильные формы, и в его строении участвует преимущественно повлен-хризотил [2].

Лизардиты

Эти серпентины наиболее распространены в гипербазитах. Большинство отечественных петрографов подразделяли лизардиты по генерациям, согласно рекомендациям В. Р. Артемова [1]. Нами показана несостоятельность такой классификации, и предложено выделять среди лизардитов четыре разновидности согласно их кристаллохимическим свойствам и особенностям, наблюдаемым под светооптическим микроскопом — α -, β -, γ - и δ -лизардиты [2]. Использование букв греческого алфавита в подразделениях серпентинов имеет прецеденты, однако, в нашем случае нет накладок, поэтому путаницы не может быть. Удобство предлагаемой номенклатуры заключается в том, что при сомнениях в определении разновидностей лизардита, буквы греческого алфавита в названии могут быть просто опущены. За рубежом широко используются буквы α - и γ -, но только применительно к слову «серпентин» для того, чтобы выделять различия с положительным или отрицательным удлинением, в том числе кажущимся [13]. В зарубежной классификации серпентинов породообразующие лизардиты не подразделяются. Выделяется, как преобладающая политипная разновидность лизардит-1Г и редко встречающиеся политипы 2Н и 6Г₁ [12, 13]. Причем, лизардиты, в которых на период повторяемости приходится более 2 слоев, названы «многослойными».

α -Лизардит. Это один из распространенных ранних породообразующих серпентинов, отличающихся повышенной железистостью ($f = 0.06—0.09$, табл. 1). В ходе α -лизардитизации железо исходных минералов, существенно окисляясь, входит в тетраэдры и октаэдры α -лизардита, стабилизируя его структуру, благодаря чему возникают сравнительно крупные пластинчатые индивиды, измеряемые долями миллиметра. Согласно рентгеновским данным, α -лизардит представлен политипом А с проявлением 1Г (слабые рефлексы 02l), т. е. некоторой упорядоченности структуры (табл. 2).

Составу α -лизардита, согласно химическим анализам, свойственно по сравнению с другими серпентинами более высокое содержание бруситового компонента, который не выщелачивается под действием уксусной кислоты [9]. Породы, подвергшиеся α -лизардитизации, характеризуются мелкопетельчатой структурой с диаметром ячеек 0.1—0.4 мм, что является важным признаком раннего регрессивного типа серпентинизации (рис. 1). Шнуры α -лизардита при достаточной толщине обнаруживают в шлифах продольную спайность, нередко имеют бледно-зеленоватую или зеленовато-желтую окраску с проявлением слабого плеохроизма.

Массивы зоны ГУР, а также многие массивы бортовых частей Восточно-Уральского поднятия хотя и подверглись значительной аллометаморфической серпентинизации, однако сохранили в центре тел в разной степени частично серпентинизированные породы, в которых решающую роль играет α -лизардит (Куликовский, Восточно-Тагильский, Первомайский, Ключевской, Алапаевский, Останинский, Баженовский, Касаргинский, Киембайский, Успенковский и другие массивы). То же самое касается Зауральского поднятия (Буруктальский, Аккаргинский,

Ка-менодольский, Джетыгаринский и другие массивы). В Катралинском, Кемпирсайском, Хабарнинском и Халиловском массивах зоны ГУР наряду с частично α -лизардитизированными гипербазитами встречаются серпофит- α -лизардитовые серпентиниты.

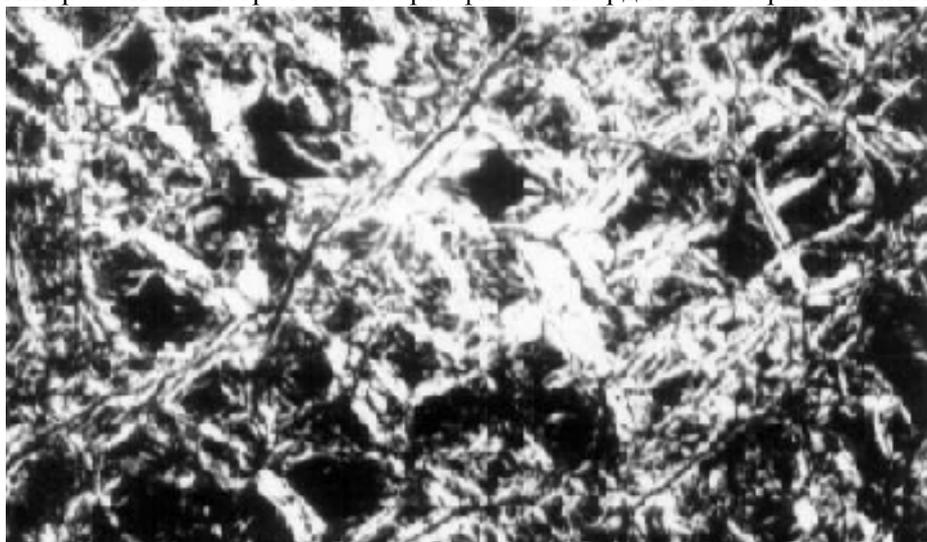


Рис. 1. Апогарцбургитовый серпофит- α -лизардитовый серпентинит мелкопестельчатой структуры. Изотропные ядра серпофита (черное) в окружении шнуров α -лизардита.

Катралинский массив, обр. 519, увел. 40, с анализатором

Таблица 1

Особенности химизма серпентинов (обобщенно-усредненные данные)

Серпентины и их разновидности	Количество катионов						H ₂ O, мас.%	Fe ⁺³ · 100/Fe	n _g
	VI координация			IV координация					
	Mg	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Si	Al	Fe ⁺³			
1. Лизардиты									
α -лизардит	5.75	0.15	0.15	3.70	0.05	0.25	14.7	75	1.568 – 1.575
β -лизардит	5.80	0.05	0.10	3.85	0.05	0.10	13.5	90	1.555 – 1.565
γ -лизардит	5.85	0.05	0.10	3.85	0.08	0.07	13.6	80	1.555 – 1.560
δ -лизардит	5.75	0.05	0.20	3.90	0.05	0.05	13.5	85	1.560 – 1.570
2. Хризотилы	5.80	0.05	0.15	4.00	–	–	13.5	80	1.553 – 1.560
3. Повлен-хризотилы	5.85	0.05	0.10	3.95	0.03	0.02	13.5	75	1.556 – 1.566
4. Хризотилоид	5.75	0.05	0.12 (0.1 A)	3.98	0.02	–	13.5	70	1.554 – 1.558
5. Антигорит	5.70	0.15 до 0.25	0.10(A)	4.05	–	–	12.0	30–60 (до 10)	1.566 – 1.575

Таблица 2

Обобщенные рентгенограммы породообразующих лизардитов

<i>hkl</i>	<i>d, A</i>	I				<i>hkl</i>	<i>d, A</i>	I			
		α	β	γ	δ			α	β	γ	δ
001, 006	7.30	100	100	100	100	003, 0.0.18	2.43	3	3	3	3
020	4.60	20	15	30	20	209	2.34	-	-	-	10
023	4.40	-	-	-	0-1	202, 2.0.12	2.15	15	15	25	20
024	4.25	-	-	-	1-4	2.0.15	1.96	-	-	-	10
025	4.05	-	-	-	1-4	004, 0.0.24	1.82	2	2	2	2
021, 026	3.89	<1—1	<1	15	1-4	206, 2.0.18	1.79	6	6	20	8
002, 0.0.12	3.65	70	60	85	75	310	1.74	2	2	2	2
029	3.34	-	-	-	0-1	311	1.69	<1	<1	2	-
0.2.11	3.01	-	-	-	0-1	2.0.21	1.64	-	-	-	4
022, 0.12	2.86	0<1	-	5	0-1	060	1.54	25	25	50	30
0.2.13	2.71	-	-	-	0-1.5	204, 2.0.24	1.50	15	15	30	20
200	2.65	5	5	5	5	005, 0.0.30	1.46	1	1	3	2
203	2.62	-	-	-	8-11	062, 0.6.12	1.42	1	1	3	3
201, 206	2.50	60	60	70	90	2.0.27	1.38	-	-	-	3
						401, 403	1.31	5	5	15	10

К северу от Байгускарковского массива, особенно в пределах Присакмарского, Юшкадинского и Нуралинского массивов, наряду с α -лизардитизацией проявляется фреатическая β -лизардитизация. То же самое наблюдается в Касаргинском и Джетыгаринском массивах.

α -Лизардитизация дунитов — преобладающий тип серпентинизации в массивах Платиноносного пояса, а также в дунитах ДВКК Таловского, Сахаринского и Полярноуральских массивов. В остывающих телах лерцолит-гарцбургитов, благодаря контракционным явлениям, образуется сеть микротрещин, по которым из окружающего пространства проникают фреатические воды, формирующие мелкопетельчатую структуру. Аналогичные условия создаются на регрессивной стадии образования метасоматических дунитов, а также продуктов регионального и контактового метаморфизма: энстатит-оливиновых, антофиллит-оливиновых, тальк-оливиновых и антигорит-оливиновых пород. Если растворы, вызывающие α -лизардитизацию, содержали серу, то вместе с α -лизардитом, независимо от генезиса исходных пород, кристаллизуется тонкодисперсный точилит, придающий породам черную окраску [6].

Процессы α -лизардитизации протекают в слабо кислой или нейтральной среде, не сопровождаясь выделением магнетита. Реже, в связи с повышением щелочности растворов на завершающей ступени α -лизардитизации, в ячейках петель и по прожилкам кристаллизуется офит или хризотил, при этом появляются тонкие зерна магнетита, количество которого в породах, как правило, не превышает 0.5—1.0 %. В сущности, это главный простой признак отличия α -лизардитизации от β -лизардитизации фреатического типа.

На заключительной, но незавершенной ступени α -лизардитизации дунитов альпинотипной и дунит-клинопироксенитовой формаций, а также ДВКК, образование которых связано с процессами железисто-магнезиального метасоматоза, по оливину нередко развивается брусит, что обусловлено достаточно высоким химическим потенциалом магния, увеличением щелочности растворов к концу процесса α -лизардитизации и буферной ролью реликтов оливина. Высказываемые в литературе суждения о том, что описываемый тип серпентинизации представляет собой образование тонкодисперсного агрегата, состоящего из волокнистого серпентина с примесью брусита и когенита [9], не соответствуют действительности.

β -Лизардит. По распространенности в гипербазитовых массивах складчатых областей β -лизардит не уступает α -лизардиту и антигориту. Образование его происходит при более высоких температурах, чем α -лизардита и всегда сопровождается выделением в породах магнетита (2—5 мас. %), что является его типоморфным признаком при сходном с α -лизардитом сетчато-

петельчатом развитии в породах. Магнетит возникает в конце процесса и, хотя не всегда, ассоциирует с поздними шовными шнурами хризотила, фиксируя пути циркуляции гидротермальных растворов. Понятно отсюда, что железистость β -лизардита в отличие от α -лизардита почти вдвое меньше ($f = 0.03—0.05$). Железо присутствует в основном в трехвалентной форме (табл. 1). В шлифах β -лизардит обычно бесцветен, но иногда имеет желтовато-зеленую окраску и плеохроизм.

Характерной формой ячеек петель β -лизардита является их секториальное строение (рис. 2, 3). Размер индивидов β -лизардита в петельчатых шнурах почти одинаков с α -лизардитом, т. е. он близок и несколько больше диаметра петель. В секториальных ячейках петель, линзовидных, а иногда и ленточных выделениях его индивиды имеют вытянутую по оси Z столбчатую форму с поперечным сечением $0.3—1.0$ мкм. Ось оптической индикатриссы N_g почти равна N_m , и обе они находятся в плоскости спайности. Вследствие того, что в секториальных ячейках петель столбики индивидов β -лизардита ориентированы радиально, субпараллельно или под острым углом друг к другу, в сечениях перпендикулярных оси Z в шлифах они выглядят изотропными, что создает иллюзию их сходства с серпофитом α -лизардитовых серпентинитов. Помочь диагностике здесь может факт присутствия магнетита или большой размер петель в β -лизардитовых

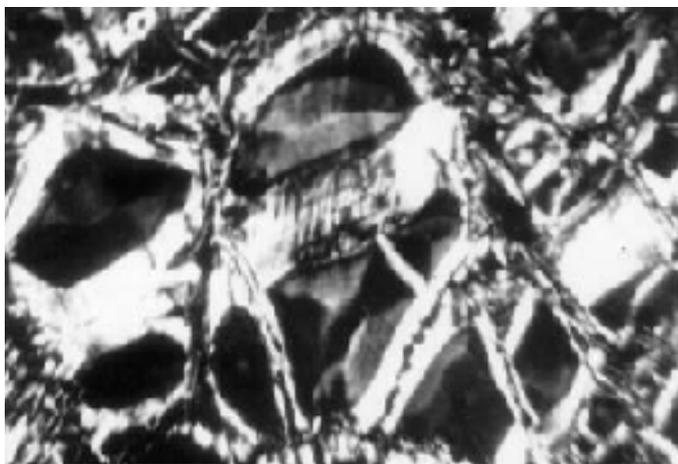


Рис. 2. Апогарцбургитовый β -лизардитовый серпентинит мелкопетельчатой зональной секториальной структуры. Секториальные низкодвупреломляющие ячейки β -лизардита в окружении шнуров β -лизардита с шовными шнурами хризотила с магнетитом.

Узынкырский пояс, увел. 70, с анализатором

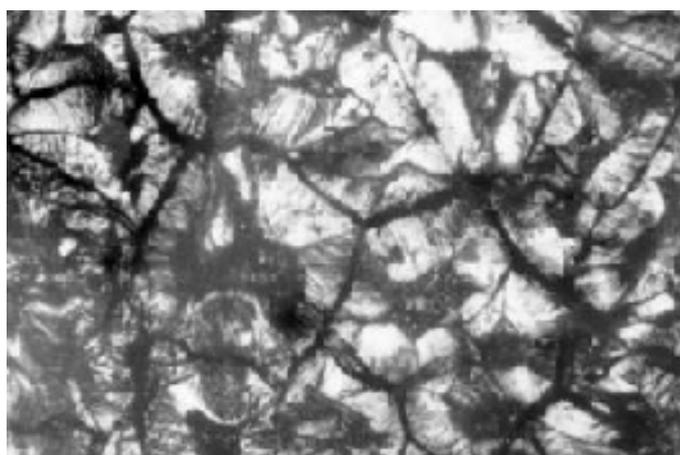


Рис. 3. Апогарцбургитовый β -лизардитовый серпентинит крупнопетельчатой секториальной структуры (псевдозональное строение).

Аккаргинский массив, увел. 30, с анализатором

серпентинитах. В ячейках, сечение которых близко Z , двупреломление обычно низкое $n_g - n_p = 0.003—0.005$, но их секториальное строение решает задачу.

Рентгеновские картины α - и β -лизардита близки между собой (табл. 2). Для них характерны, как и для всех плоскостойных серпентинитов лизардитового семейства, рефлексы 201, 202, 203 и 204, которым соответствуют отражения $d = 2.50, 2.15, 1.79$ и 1.50 Å. Рефлекс 021 β -лизардита проявляется слабо, лучше у α -лизардита, рефлекс 022 обнаруживается редко, а у β -лизардита обычно отсутствует. Это свидетельствует о том, что у наиболее распространенных α - и β -

лизардитов нет строгой повторяемости в один слой, и они должны быть отнесены к полубеспорядочной политипной модификации А [8]. Обнаруживаемые иногда слабые рефлексы 021 и 022 говорят о некоторой упорядоченности структуры с признаками проявления модификации 1Т. В зарубежной литературе, как правило, порообразующие лизардиты относятся к политипу 1Т, что при отсутствии рефлексов с $k \neq 3n$ не имеет достаточных оснований.

Образование β -лизардита свойственно среднетемпературной серпентинизации трех генетических типов: фреатической, автотематоморфической и аллотематоморфической. При фреатической β -лизардитизации, как и при α -лизардитизации возникает мелкопетельчатая структура (диаметр петель 0.1—0.3 мм), и индивиды β -лизардита так же имеют продольно-пластинчатое строение в шнурах (см. рис. 2). Отличие в данном случае, как отмечено выше, — появление магнетита. При завершённой фреатической β -лизардитизации ячейки петель имеют секториальное строение со столбчатым габитусом индивидов, имеющих меньшую железистость по сравнению со шнурами. В β -лизардитовых серпентинитах фреатического происхождения наблюдается характерная картина, обладающая диагностическим значением: петельчатые каймы (шнуры) имеют двупреломление $n_g - n_p = 0.009$ и преломление заметно более высокие по сравнению с ячейками петель, имеющими секториальное или неоднородное, волнистопогасающее строение (см. рис. 2). С учетом мелкого размера петель эти особенности позволяют отличать фреатическую β -лизардитизацию от аллотематоморфической.

Значительное развитие фреатическая β -лизардитизация получила в массивах зоны ГУР Южного Урала (Байгускарском, Присакмарском, Юшкадинском, Нуралинском и др.), в телах Узынкырского пояса, а так же в массивах восточной части Южного Урала (Касаргинском, Джетыгаринском и др.). Вообще надо отметить, что фреатическая β -лизардитизация пользуется значительно большим распространением, чем принято считать. Существует мнение, что ранняя петельчатая серпентинизация не сопровождается выделением магнетита. В некоторых массивах, например, Нуралинском и Джетыгаринском, как уже отмечалось, сочетаются α - и β -лизардитовая серпентинизация фреатического типа, различить которые трудно, когда наблюдаются переходные температурные условия процесса (рис. 4).

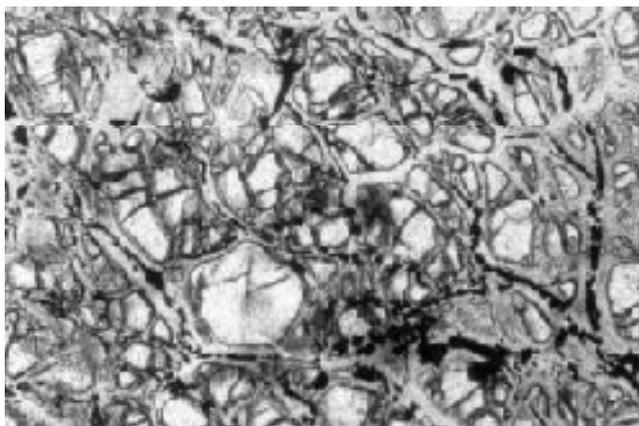
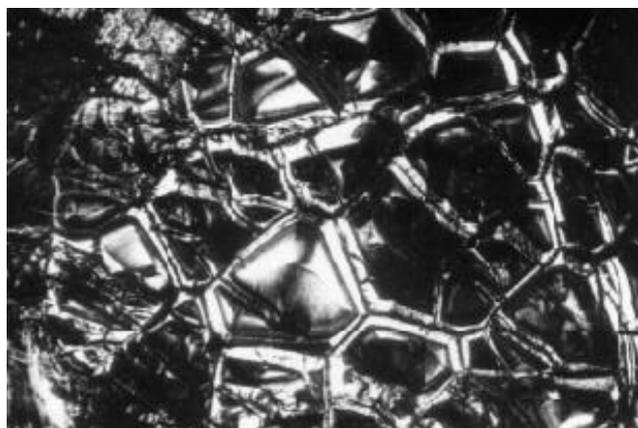


Рис. 4. β -Лизардитизированный лерцолит мелкопетельчатой структуры. По оливину — развитие шнуров β -лизардита с магнетитом.

Нуралинский массив, увел. 30, без анализатора

Рис. 5. Аполерцолитовый β -лизардитовый серпентинит крупнопетельчатой секториальной реликтовой полигональной структуры. В шовных шнурах петель — хризотил с магнетитом.

Ишкининский массив (ДВКК), увел. 30, с анализатором



Наибольшим распространением пользуется аллометаморфический тип β -лизардитизации, для которого характерно возникновение крупнопетельчатых секториальных структур (диаметр петель 0.4—2.0 мм, в среднем 0.6—0.8 мм). В строении петель обычно отсутствуют шнуры, т. е. наблюдаются только ячейки (см. рис. 3). В секториальных петельчатых выделениях радиально всегда направлены ось Z и меньшая ось оптической индикатриссы (N_p), что надежно отличает β -лизардит от сходных породно-структурных форм антигорита, хризотила и хризотилоида.

Аллометаморфической β -лизардитизации подвергаются краевые части, тектонические и приконтактовые зоны α -лизардитизированных гарцбургитовых массивов. В типичном виде эти явления наблюдаются в Кракинских, Кемпирсайском, Халиловском, Катралинском, Куликовском и др. массивах. Блявинская группа Сакмарской зоны разрозненных гипербазитовых тел превращена в β -лизардитовые серпентиниты в связи с их тектоническими перемещениями. Под действием гидротермальных растворов сиалического происхождения протекают процессы β -лизардитизации альпинотипных гипербазитов, с которыми связано образование наиболее важных промышленных месторождений хризотил-асбеста баженовского типа. Именно β -лизардитизация обуславливает образование ряда других серпентинов, а так же асбестовых руд. Лабинский тип хризотил-асбестового оруденения так же локализуется в β -лизардитовых серпентинитах крупнопетельчатой структуры.

Третий генетический тип β -лизардита возникает как главный порообразующий минерал автосерпентинизации дунит-перидотитов ДВКК, имеющих метасоматическое происхождение [4]. Характерные секториальные ячейки размером 0.5—2.0 мм образуются псевдоморфно по полиэдрическим зернам оливина, т. е. наследуя исходную структуру пород. Между секториальными полиэдрическими ячейками обычно располагаются шовные шнуры хризотила с магнетитом. Эти ультраосновные породы часто интенсивно или нацело серпентинизированы и β -лизардитовый состав с реликтовой полиэдрической структурой является их типоморфным признаком (рис. 5). В аподунитовых β -лизардитовых серпентинах брусит, как правило, отсутствует. Этот тип β -лизардитовых серпентинитов наблюдается в Аккермановском, Бриентском, Ключевском, Северо-Баженовском, Устейском и др. массивах Южного и Среднего Урала. Характерно, что подобный тип аподунит-гарцбургитовых серпентинитов установлен в Сарановских массивах, что является дополнительным подтверждением метасоматической природы их исходных пород.

Для наглядности подчеркнем практическое значение различий между α - и β -лизардитами: 1) массивы, сложенные в преобладающей части серпофит- α -лизардитовыми серпентинитами и α -лизардитизированными гипербазитами, — не асбестоносны; перспективными на хризотил-асбестовое оруденение при других благоприятных признаках являются массивы с развитием β -лизардитовых серпентинитов; 2) альпинотипные гипербазитовые массивы, характеризующиеся преобладанием в породах α -лизардитового типа серпентинизации, отличаются отсутствием магнитного поля, но там, где проявлен аллометаморфизм, возникают β -лизардитовые серпентиниты и магнитность пород резко возрастает в связи с появлением в них магнетита; 3) развитие β -лизардитовых серпентинитов крупнопетельчатой секториальной, реликтовой полигональной структуры свидетельствует о принадлежности исходных пород к переходному ДВК-комплексу; 4) мелкопетельчатое развитие β -лизардита в лерцолит-гарцбургитах, свидетельствует о проявлении фреатической серпентинизации в условиях относительно медленного падения температуры, что часто является показателем гипабиссальных условий становления массивов.

γ -Лизардит. Эта разновидность серпентина выделяется в лизардитовом семействе высокой упорядоченностью структуры и принадлежностью к политу типу 1Т [2], о чем свидетельствуют хорошо выраженные рефлексы 021 и 022 (табл. 2). Минерал в породах встречается в виде бесцветных специфичных клиновидных зерен, параллельно-игольчатых и гребневидных агрегатов, поздних шнуров поперечно-столбчатого строения и реже образует секториальные выделения вместе с β -лизардитом; имеет невысокую железистость ($f = 0.02—0.04$), высокое двупреломление ($n_g - n_p = 0.009—0.010$); вдоль столбчатых, игольчатых и клиновидных выделений ориентирована ось N_p (табл. 1, рис. 6, 7). Обычно

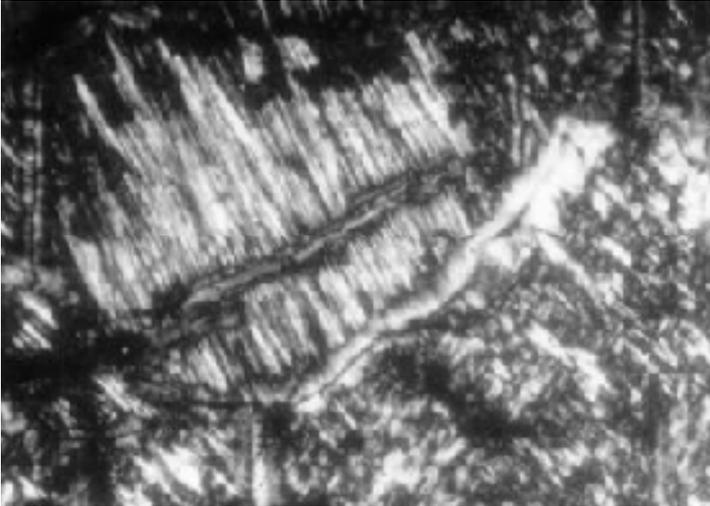


Рис. 6. Апогарцбургитовый γ , δ -лизардит-хризотиловый серпентинит. Ячейка параллельно-игольчатого агрегата γ -лизардита граничит вдоль гребенчатого прожилка хризотила с ячейкой δ -лизардита паркетовидной структуры (нижний правый угол).
Джетыгаринское месторождение, увел. 75, с анализатором

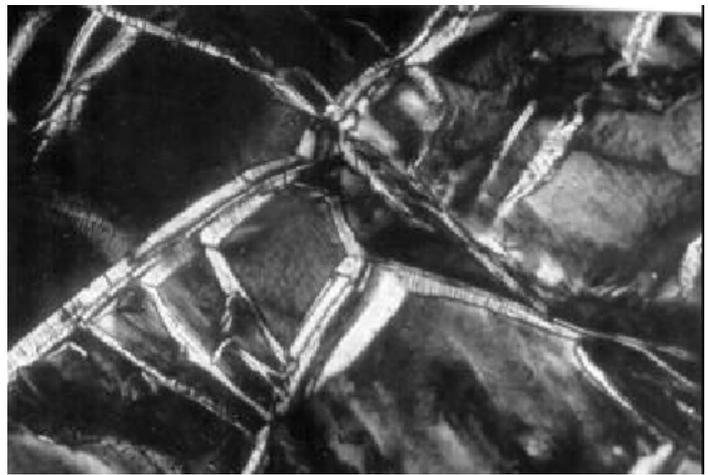


Рис. 7. Шнуры γ -лизардита (с поперечной отдельностью); в центре ячеек низкодвупреломляющий серпофит (повлен-хризотил с субпараллельными индивидами). Серпентинит по энстатит-оливиновой породе. Няшевский массив, увел. 60, с анализатором

γ -лизардит находится в ассоциации с клинохризотилом, поэтому чаще всего он обнаруживается в месторождениях хризотил-асбеста. Появление его здесь обусловлено локальным и кратковременным понижением pH растворов в ходе процесса хризотилизации. Среди хризотиловых оторочек встречаются прожилковые и шнуровидные выделения γ -лизардита, содержащие в осевой части шовные шнуры хризотила с магнетитом (Баженовское, Джетыгаринское, Молодежное месторождения).

Важное типоморфное значение γ -лизардит имеет в серпентинитах, образовавшихся на месте энстатит-оливиновых пород, которые встречаются в виде реликтовых ядер в оливин-энстатитовых и антофиллит-энстатитовых антофиллит-асбестоносных телах гнейсово-мигматитовых комплексов [5]. В этих породах γ -лизардит образует петельчатые шнуры поперечно-столбчатого строения, окружающие ядра ячеек, сложенные низкодвупреломляющими субпараллельно расположенными индивидами повлен-хризотила и хризотила (см. рис. 7) (Сысертские месторождения, Няшевский, Баигский и др. массивы Сысертско-Ильменогорского комплекса).

δ -Лизардит. Рентгеновский анализ четко устанавливает по рефлексам $20l$ с нечетным l принадлежность δ -лизардита к структурной группе D с ясными признаками группы A (табл. 2). Важно отметить, что интенсивность рефлекса $2.0.12$ заметно выше по сравнению с рефлексами 209 и $2.0.15$, а это свидетельствует о важной роли в строении δ -лизардита структуры A. Следовательно, минерал должен быть отнесен к полубеспорядочному политипу (D+A). В этом серпентине с разной интенсивностью проявляются рефлексы $02l$, соответствующие шестислоистой модификации, по которым его структура может быть определена как политип A+6T. Химизм δ -лизардита близок β -лизардиту (табл. 1).

Для порообразующего δ -лизардита под микроскопом характерна паркетовидная структура крупнопетельчатых ячеек, сложенных его индивидами и возникших, по-видимому, при трансформации секториальных ячеек β -лизардита (рис. 6, 8).

Эта разновидность lizardita чаще всего встречается в хризотил-асбестоносных серпентинитах, особенно в зонах развития сложных жил, где он образуется по β -лизардиту, предшествуя хризотилизации (Баженовский, Джетыгаринский, Молодежный и Таловский массивы). δ -Лизардит, обнаружен как главный минерал в некоторых серпентинитах, возникших на месте дунит-гарцбургитов ДВКК Бриентского (Ю. Урал) и Терсинского (Кузнецкий Алатау) массивов. По нему развиваются шнуры хризотила с включениями магнетита.

Хризотилы

Волокна хризотила представляют собой цилиндрические индивиды с концентрически- или спиралевидно-свернутыми слоями. Среди них выделяются клино- и ортохризотилы (ось a параллельна волокнистости) и парахризотилы (параллельно волокнистости ориентирована ось b). Политипы клинохризотила характеризуются 1- и 2-слойными и редко многослойными моноклинными элементарными ячейками ($1M_{c1}$, $1M_{c2}$, $2M_{c1}$), а ортохризотил имеет 2-слойную орторомбическую элементарную ячейку ($2O_{c1}$). Парахризотилу свойственна 2-слойная орторомбическая элементарная ячейка. Диаметр единичных хризотиловых волокон колеблется от 220 до 650 А (в среднем 330 А), а внутренняя полость имеет сечение 70—90 А. Встречаются комбинационные разности волокнистых индивидов в строении которых участвуют разные политипы. С помощью микродифракции выявляются кристаллы, в которых ось трубок составляет некоторый угол с кристаллографической осью.

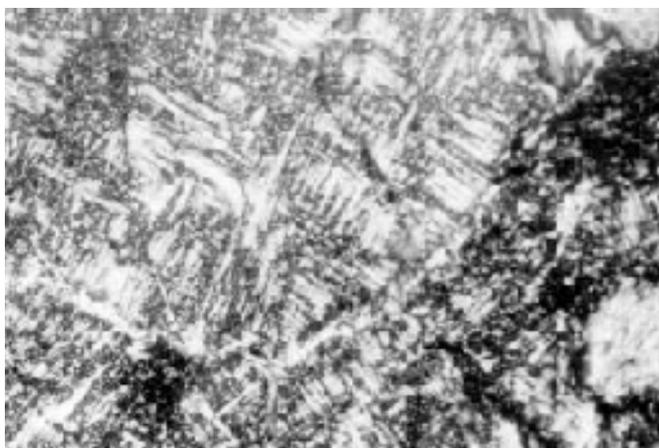


Рис. 8. Апогарцбургитовый δ -лизардитовый серпентинит паркетовидной структуры. Джетыгаринское месторождение, увел. 55, с анализатором

Рис. 9. Развитие шнуров гребенчатого хризотила с магнетитом по ячейкам β -лизардита гофрированно-секториального строения.

Баженовское месторождение, увел. 30, с анализатором



Под микроскопом как в шнурах и прожилках, так и в массивных частях выявляется волокнистая структура, по положительному знаку зоны отличающаяся от сходных форм выделений lizardita (вдоль волокон хризотила всегда ориентирована большая ось оптической индикатриссы).

На рентгенограммах клинохризотил диагностируется по рефлексам 202 (2.45 А) и 204 (2.09 А), а для ортохризотила характерны рефлексы 20l с нечетным l и отражениями d 2.61, 2.34, 1.96, 1.64 А (табл. 3).

Хризотилы образуют в породах две генетические формы кристаллизации: 1) породообразующие перекрещено-, параллельно-, секториально- и гребенчато-волоконистые агрегаты, развивающиеся метасоматически по первичным магнезиальным силикатам и лизардитам (см. рис. 9) и 2) жилы, прожилки и шовные шнуры (включая хризотил-асбест) поперечно- и продольно-волоконистого строения, выполняющие трещины и полости. Преобладающим развитием как среди породообразующих, так и жильных разновидностей пользуются клинохризотилитовые полиморфы 1M_{c1} и 2M_{c1}; ортохризотил (2O_{r_{c1}}) присутствует как примесь к клинохризотилу. Известны редкие случаи, когда ортохризотил (2O_{r_{c1}}) слагает асбестовые жилы (Молодежное месторождение, в метабазитах Бакала). Парохризотил встречается в продольно-волоконистых жилах в ассоциации с клинохризотилом и немалитом и редко — как примесь в асбестовых жилах. Хризотилы являются характерным типоморфным признаком щелочной среды кристаллизации. Совместно с ним обычно возникает магнетит, а при достаточном химическом потенциале магния так же брусит. Присутствие пластинок брусита (до 5—15 %) в хризотилитовых оторочках асбестовых жил месторождений баженовского типа — обычное явление.

Таблица 3

Обобщенные рентгенограммы хризотилитов и повлен-хризотилитов

Хризотилиты						Повлен-хризотилиты								
2 M _{c1}			2O _{r_{c1}}			2 M _{p1}			2O _{r_{p1}}			6O _{r_{p1}}		
hkl	d, А	I	hkl	d, А	I	hkl	d, А	I	hkl	d, А	I	hkl	d, А	I
002	7.30	100	002	7.30	100	002	7.30	100	002	7.30	100	006	7.30	100
020	4.58	40	020	4.55	35	020	4.55	25	020	4.55	30	020	4.58	20
004	3.65	60	004	3.66	50	004	3.65	80	004	3.65	80	(0.12)	3.64	70
200	2.65	20	200	2.66	15	130	2.65	10	201	2.61	15	200	2.65	5
201	2.59	15	201	2.62	20	131	2.60	10	202	2.50	60	203	2.61	15
202	2.54	30	202	2.50	80	201	2.59	20	203	2.34	20	206	2.50	70
202	2.45	80	006	2.45	10	202	2.54	20	204	2.15	10	209	2.34	25
203	2.37	5	203	2.34	20	202	2.45	60	205	1.96	15	2.0.12	2.15	10
203	2.27	<5	204	2.14	5	203	2.27	5	008	1.83	1	2.0.15	1.96	25
204	2.21	5	205	1.96	10	204	2.21	<5	206	1.79	5	0.0.24	1.82	3
204	2.09	20	206	1.79	<5	204	2.09	20	310	1.74	1	2.0.18	1.79	4
008	1.83	<5	310	1.74	<10	205	1.90	1	207	1.64	10	310	1.74	3
206	1.74	10	207	1.64	10	008	1.83	5	060	1.54	40	2.0.21	1.64	10
060	1.53	40	060	1.3	60	206	1.74	15	208	1.50	15	060	1.54	35
(0.10)	1.46	<5	208	1.50	10	060	1.53	45	(0.10)	1.46	1	2.0.24	1.50	15
402	1.32	30	(0.10)	1.46	<5	062	1.50	5	400	1.32	5	0.0.30	1.46	1
			400	1.36	20	(0.10)	1.46	<5	403	1.31	10	0.6.12	1.41	3
			402	1.31	25	064	1.42	1				2.0.27	1.38	4
						402	1.32	15				403	1.33	1
						20. 10	1.31	10				406	1.31	15

Примечание. В повлен-хризотиле-6O_{r_{p1}} выявляются следующие рефлексы 02l, указывающие на его шестислойность (hkl-d, А -I): 022-4.50-0.5; 023-4.41-5; 024-4.25-3; 025-4.05-5; 026-3.89-5; 028-3.52-3; 029-3.34-3; 0.2.10-3.17-2; 0.2.11-3.01-2.5; 0.2.12-2.86-2; 0.2.13-2.70-2.5. В символах полиморфов повлен-хризотила, учитывая полигональную морфологию его индивидов, следует использовать индекс р (polygonal) вместо индекса с (cylindrical) для цилиндрических хризотилитовых полиморфов.

Породообразующий хризотил отличается меньшей упорядоченностью кристаллической структуры нежели жильные асбестовые разновидности. По химизму он близко соответствует

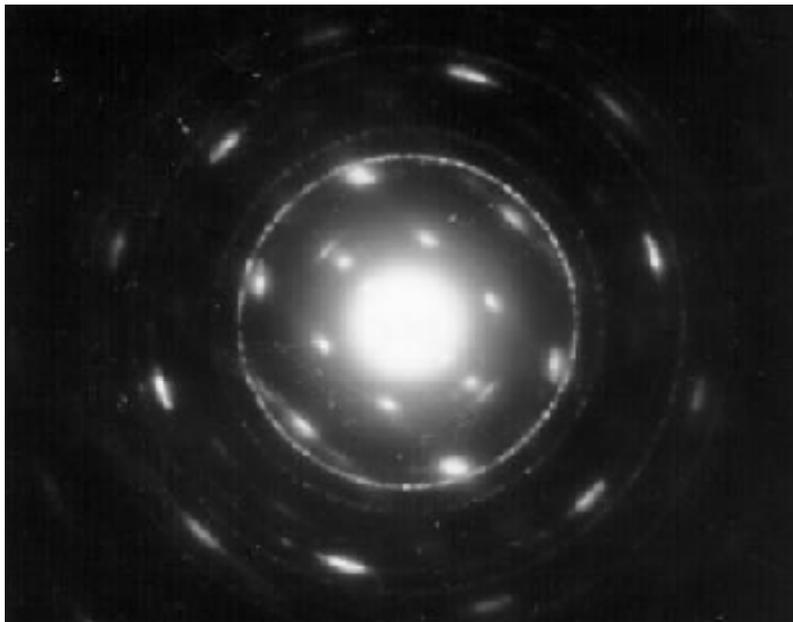
стехиометрии серпентина (табл. 1). Повышенная щелочность среды ограничивает изоморфизм железа, что способствует сворачиванию слоев и кристаллизации хризотила ($f = 0.01—0.03$).

Как автономный процесс, образование хризотила в ультраосновных породах наблюдается редко. Самостоятельная автохризотилизация дунит-пегматитов наблюдалась в Нижне-Тагильском массиве дунит-клинопироксенитовой формации Урала. Обычно же щелочная обстановка, благоприятная для кристаллизации хризотила, создается на поздних ступенях β -лизардитизации. Как породообразующий процесс, хризотилизация наблюдается в связи с формированием жил хризотил-асбеста, благодаря широкому повышению щелочности в ходе развития β -лизардитизации. Распространение породообразующего хризотила обычно ограничено пределами развития асбестовых жил (Баженовское, Джетыгаринское и др. месторождения). В существенно оливиновых породах образуются псевдоморфозы волокон хризотила по оливину, представляющие иногда практический интерес (низкокачественный тип руд — «волокно-масса»). Брусит- γ -лизардит-хризотилитовый состав рудовмещающих пород отрицательно влияет на обогатимость руд и понижает технологические свойства хризотил-асбеста (Джетыгаринское месторождение).

В редких случаях породообразующий хризотил возникает вне близкой связи с асбестовыми месторождениями. Например, в Успенском массиве, где встречаются хризотил-асбестовые рудопроявления, однако, породообразующий хризотил заметно развит и вне оруденелых площадей, обычно слагая в породах секториальные ячейки в окружении β -лизардитовых шнуров.

Хризотилоид

Этот серпентин был обнаружен нами при изучении микродифракционных картин и дифрактограмм серпентинов. Хризотилоид представляет собой четвертый кристаллоструктурный тип и известен в литературе пока только по публикациям автора [2]. Название «хризотилоид» дано из-за его сходства под микроскопом с хризотилом. После детального изучения структуры для этого серпентина потребуются специальное название.



Хризотилоид характеризуется очень неупорядоченной кристаллической структурой, промежуточной между лизардитом и хризотилом. Его индивидуы с поперечным размером 0.3—0.6 мкм

Рис. 10. Микродифракционная картина частицы хризотилоида. Нуралинский массив, обр. Нр2

представляют собой частично изогнутые пластинки и имеют желобообразный облик. На дифрактограммах хризотилоида наблюдается нечетко выраженная смешанная лизардит-хризотиловая картина, ряд рефлексов отсутствует или слабо выражен. Сильные рефлексы 202, свойственные лизардиту и хризотилу с соответствующими отражениями 2.50 и 2.45 Å, а так же рефлексы с отражениями 1.54 и 1.50 Å сливаются в один широкий пик, что отвечает сочетанию структурных типов А+В. Рефлексы с отражениями 2.14, 2.09, 1.79 и 1.74 Å размыты и проявлены очень слабо. Наиболее надежная диагностика хризотилоида осуществляется по картинам микродифракции от нескольких частиц, на которых обнаруживаются базальные рефлексы на общем лизардитовом гексагональном фоне, где рефлексы приобретают форму дужек, а серия лизардитовых рефлексов (220, 240 и др.) отсутствует

(рис. 10). Максимум эндотермического эффекта на кривых ДТА 730°. Под светооптическим микроскопом в шлифах хризотилоид сходен с хризотилом, так как имеет псевдоволокнистый облик в петельчатых шнурах и линзовидно-секториальных ячейках с расположением оси N_g оптической индикатриссы поперек шнуров и вдоль вытянутости индивидов (γ -серпентин). По другим оптическим свойствам и химизму он так же не отличим от хризотила (табл. 1).

При петельчатом развитии хризотилоида (рис. 11) следует ориентироваться на условия локализации серпентина: хризотил образуется непосредственно по оливину, как правило, на месторождениях хризотил-асбеста. Для хризотилоида не характерно зубчатое и явно волокнистое строение выделений. Более уверенно хризотилоид диагностируется, когда слагает однородные серпентиниты, где он образует секториально-линзовидную структуру, свойственную этому минералу (рис. 12).

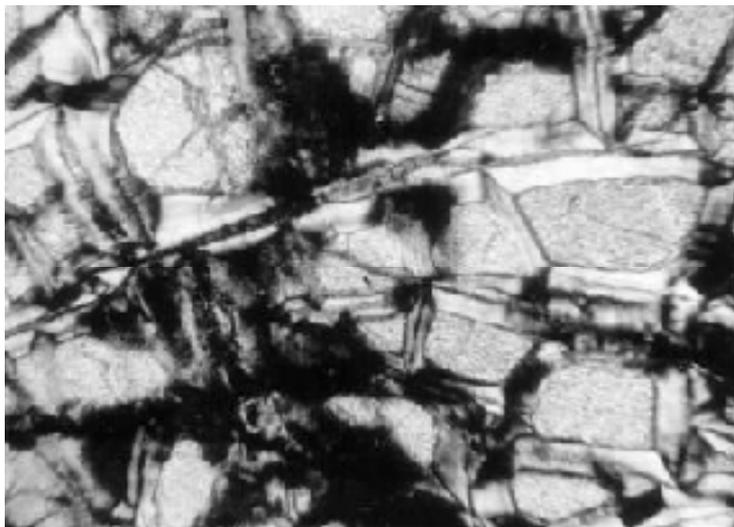
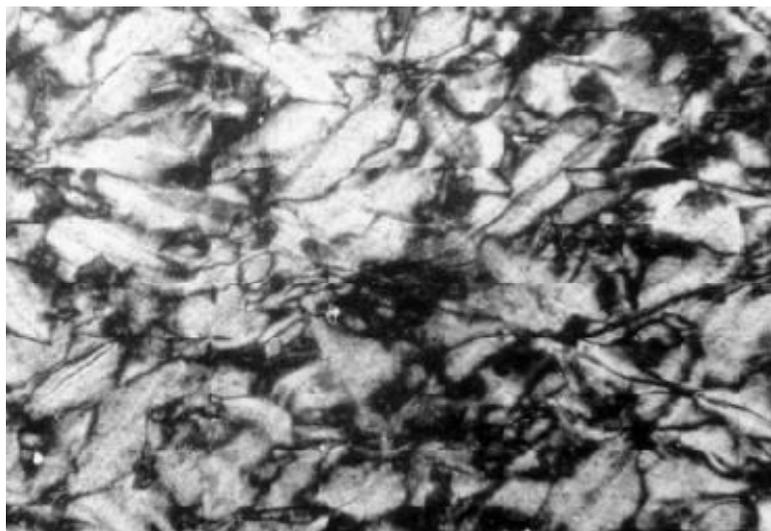


Рис. 11. Петельчатое (сетчатое) развитие шнуров хризотилоида по оливину в лерцолите; мелкопетельчатая структура.

Нуралинский массив, увел. 60, без анализатора

Рис. 12. Аполерцолитовый хризотилоидный серпентинит мелкопетельчатой секториально-линзовидной структуры. Узункырский пояс, увел. 35, с анализатором.



Как породообразующий минерал хризотилоид тесно ассоциирует с β -лизардитом. Его возникновение сопровождается обильным выделением магнетита и, очевидно, в основном обусловлено повышением щелочности гидротермальных растворов в ходе фреатической β -лизардитизации. В частично хризотилоидизированных лерцолит-гарцбургитах развиваются прожилки брусита, чего не наблюдается в β -лизардитизированных разностях этих пород. Встречаются серпентиниты смешанного состава, в которых зональные ячейки петель сложены β -лизардитом и хризотилоидом, отражая пульсирующий характер изменения кислотности-щелочности растворов. Отдельные находки хризотилоида в месторождениях хризотил-асбеста пока не позволяют судить о его распространенности в условиях аллометаморфизма.

Хризотилоид пользуется заметным распространением в альпинотипных массивах, непосредственно развиваясь в виде петельчатых шнуров по оливину и пироксену в гарцбургитах и лерцолитах или нацело слагая породы — хризотилоидные серпентиниты (рис. 11, 12). Широкое распространение хризотилоида установлено в гипербазитовых массивах Главного Уральского разлома на Южном Урале и Сакмарской зоны (Катралинский, Байгускаровский, Присакмарский, Юшкадинский, Нуралинский, Верхне-Иремельский, восточная часть Таловского массива), в массивах Узынкырского пояса, а также в Кассаргинском, Каменодольском, Аулисайском массивах восточной части Южного Урала. Во всех названных массивах хризотилоид является или ведущим, или главным породообразующим минералом. Хризотилоид обнаружен в Останинском массиве Среднего Урала и Актовракском в Туве.

В связи с открытием новой структурной разновидности серпентина, представляет интерес следующий факт. Ф. Дж. Уикс и Е. Дж. У. Уиттекер [13] определили с помощью микролучевой рентгеновской установки петельчатый серпентин, развивающийся по оливину (fig. 1с.), как лизардит-1Т «в необычной ориентировке» (с. 481). Дело в том, что поперек шнуров этого серпентина расположена большая ось оптической индикатриссы (γ -серпентин по зарубежной номенклатуре). Таким образом, главный диагностический признак для лизардита (поперек шнуров ориентирована ось N_p) теряет свою определенность, и петрографы лишаются возможности отличать под микроскопом лизардит от других серпентинов. Вряд ли есть основания сомневаться, что отмеченные авторы назвали лизардитом-1Т хризотилоид.

Повлен-хризотилы

Повлен-хризотил, или как его еще называют за рубежом, полигональный серпентин, образуется подобно хризотилу на поздних ступенях лизардитизации гипербазитов. Наиболее характерной формой его выделений в породах являются офитовые жилы, гнезда, прожилки и примазки. Он также играет породообразующую роль, входя в состав серпофита и петельчатых ядер апоэнстатит- и тальк-оливиновых серпентинитов.

Повлен-хризотил имеет полигонально-столбчатую форму индивидов, состоящих из оболочки секторов, сложенных лизардитовыми слоями, и трубок хризотила в ядерной части [2, 3, 11, 12, 13]. Полигональные столбики имеют поперечный размер 0.06—1.0 мкм и легко раскалываются вдоль и поперек вытянутости при приготовлении суспензионных препаратов, в которых под электронным микроскопом наблюдаются частицы цилиндрической, а также муфто- и боченкообразной формы. Полигональные очертания поверхности индивидов можно видеть под электронным микроскопом в поперечных сечениях в ионноутоненных шлифах и репликах (рис. 13а). Надежный способ диагностики повлен-хризотилов и выделения его политипных разновидностей — получение картин микродифракции,

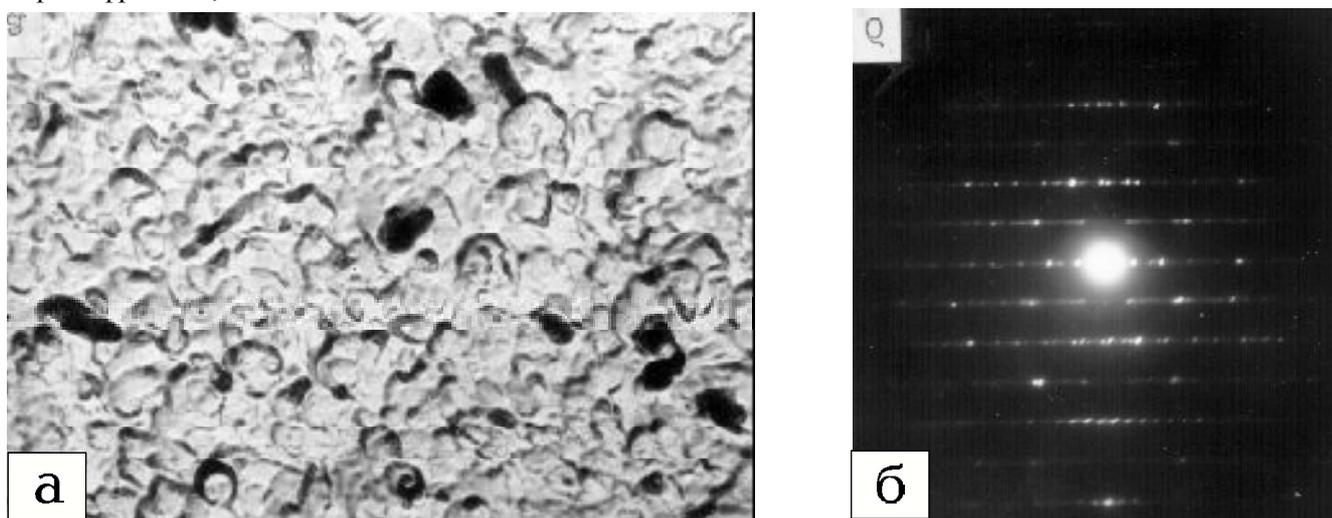


Рис. 13. Электронно-микроскопические снимки повлен-хризотила-2М_{р1} из петельчатой ячейки γ -лизардит-повлен-хризотилового серпентинита по энстатит-оливиновой породе.

Мочаловское месторождение (Сысертская группа), а) угольная реплика (поперечное сечение ячейки), увел. 30 тыс.; б) микродифракционная картина

отличающихся высоким разрешением и, в отличие от трубчатых хризотилов, наличием на нечетных слоевых линиях дискретных точечных рефлексов типа hk (рис. 13б). Политипия повлен-хризотилов, как и химизм, сходна с хризотилами; выделяются одно-, двух-, многослойные и комбинационные клино-, орто- и пара-разновидности. Преобладает повлен-хризотил- $2M_{p1}$, реже наблюдаются политипы $2O_{p1}$, $6O_{p1}$, а так же комбинации $2M_{p1}+2O_{p1}$, $6O_{p1}+2M_{p1}$, которые слагают самостоятельные офитовые жилы (табл. 3).

Повлен-хризотил встречается в тектонически нарушенных породах, выполняя нередко зеркала скольжения, однако, отдельные его жилы и гнезда можно видеть среди массивных и слабо-серпентинизированных пород. Характерны они для месторождений хризотил-асбеста, где образуют жилы мощностью до 10 см.

Важное типоморфное и породообразующее значение имеет повлен-хризотил в серпентинитах, возникших при автосерпентинизации энстатит-оливиновых пород в гнейсово-мигматитовых комплексах, где он наряду с хризотилом слагает низкодвупреломляющие волнистопогасающие или изотропные ядра петельчатых ячеек, окруженные шнурами α - и γ -лизардита (см. рис. 7). Эти породы являются прогностическим и поисковым признаком на антофиллит-асбестовое оруденение, так как по ним в условиях кремнекислого метасоматоза образуются энстатитовые и антофилитовые породы, представляющие собой, в свою очередь, субстрат, на месте которого кристаллизуется антофиллит-асбест (Мочаловское месторождение). В серпентинитах Няшевского и Байковского массивов ячейки повлен-хризотила представлены политипами $1M_{p1}$ и $2M_{p1}$ с примесью $2O_{p1}$. Повлен-хризотил – $6O_{p1}$, слагающий офитовые жилы и называемый за рубежом «шестислойным ортосерпентином типа Унста», описан нами в специальной статье [3].

Антигорит

Этот минерал является наряду с α - и β -лизардитами главным породообразующим минералом серпентинизированных гипербазитов. Принято считать, что антигорит возникает при наиболее высоких температурах аллометаморфизма. Действительно, это самая распространенная форма развития антигорита в ультраосновных породах. Однако, он также образуется при высокотемпературных фреатических и автотаморфических, т. е. регрессивных процессах, тем самым охватывая весь генетический диапазон формирования серпентинитовых минералов. При возникновении антигорита кристаллизуется магнетит (2—6 %).

Размер пластинчатых, чешуйчатых и игольчатых индивидов антигорита обычно 0.05—0.5 мм и достигает 2—5 мм. В асбестоносных массивах (Киембаи, Восточно-Тагильский) встречаются, так называемые, микроантигоритовые серпентиниты, в которых размер чешуек 0.001—0.01 мм. Микроантигорит обычно ассоциирует с чешуйками брусита, сопровождаясь хризотил-асбестовой минерализацией, что указывает на щелочную обстановку его кристаллизации.

Когда антигорит непосредственно развивается по оливину, он образует гребенчатые шнуры, где его пластинки располагаются нормально к границам с зернами оливина. При этом энстатит замещается гидродиоксидом за счет привносимой извести (Буруктальский, Баженовский и др. массивы) [2]. В редких случаях можно видеть непосредственное развитие антигорита по энстатиту, но без возникновения баститовых псевдоморфоз (энстатит-оливиновые породы Максюта). Только антигорит наблюдается в равновесном парагенезисе с оливином, образуя оливин-антигоритовые породы в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (Войкарский, Иткульский, Уфалейский, Беспаловский и др. массивы). Антигорит также встречается в виде поперечно- и продольно-шестоватых жил мощностью до 5—15 см, где игольчатые, волокнистые и вытянуто-пластинчатые индивиды имеют длину, измеряемую сантиметрами. Нередко они обладают радиально-лучистым строением. Жильные образования антигорита, называемые пикролитом, образуются в открытых трещинах в связи с породообразующим процессом.

Пластинки антигорита вытянуты вдоль оси b , с которой совпадает ось N_g оптической индикатриссы. В направлении оси a наблюдается гофрировка строения слоев, вследствие чего возникает сверхпериодичность структуры минерала со средней величиной сверхпериода $A = n \cdot a \approx 43.5 \text{ \AA}$. Сверхпериод обычно колеблется даже в одном образце в пределах 25—51 \AA , достигая 80—110 \AA . Дифрактометрически выявлено более высокое совершенство структуры антигорита, образованного при перекристаллизации лизардитовых серпентинитов, по сравнению с пластинками антигорита, непосредственно замещающими оливин. Это устанавливается по большей интенсивности рефлекса 2.4.3.0 ($d = 1.565 \text{ \AA}$) по сравнению с 060 ($d = 1.540 \text{ \AA}$). На

дифрактограммах определяющим принадлежность серпентина к антигориту является рефлекс 1.6.0.1 ($d = 2.52 \text{ \AA}$). Характерен для высокоупорядоченных антигоритов дублет рефлексов с d 2.15 и 2.16 \AA .

Антигорит имеет невысокую железистость ($f = 0.02—0.05$); в типичных случаях в его структуре преобладает двухвалентная форма железа ($\text{Fe}^{+3} \cdot 100/\text{Fe} = 20—50$) (табл. 1). Однако в волокнистых жильных выделениях (пикролитах) чаще содержание трехвалентного железа выше двухвалентного. Высокая железистость свойственна антигориту, кристаллизующемуся в кислой среде. Гофрированное строение антигорита обуславливает высокое содержание кремния в его структуре и более низкое содержание ионов магния и гидроксида по сравнению со стехиометрическим составом серпентина (табл. 1).

Диапазон физико-химических условий образования антигорита более широк, чем принято считать, так как кроме главного фактора — температуры, на условия его кристаллизации существенно влияет кислотность-щелочность среды. Известны редкие случаи, когда антигоритовые серпентиниты подвергаются воздействию кислых гидротермальных растворов, вследствие чего магнетит растворяется, и железо преимущественно в двухвалентной форме входит изоморфно с магнием в структуру антигорита. В таких породах сохраняется общая железистость ($f = 0.07—0.085$), а магнитная восприимчивость падает до нуля.

Повышенная щелочность гидротермальных растворов понижает температуру кристаллизации антигорита даже до более низких значений по сравнению с β -лизардитом. Эта особенность антигорита наглядно проявилась в Баженовском, Киембайском, Саянском, Молодежном, Аккаргинском и др. асбестовых месторождениях, где в значительных масштабах антигоритизацией охвачены рудоносные и особенно безрудные ядра гарцбургитов. Здесь образование антигорита наряду с другими серпентинами связано с β -лизардитизацией и происходит вслед за хризотиллизацией, предшествуя асбестовому оруденению. В гарцбургитовых ядрах, испытавших антигоритизацию, энстатит замещается гидродиопсидом [2]. Антигоритизация оливина на фронте β -лизар-дитизации описана как зональный метасоматический процесс в верлитах Печенги [7].

При высокотемпературной глубинной фреатической серпентинизации альпинотипных гарцбургитовых массивов, залегающих в древних метаморфических породах, вначале на месте энстатита образуются тальковые псевдоморфозы, а затем в ходе понижения температуры развивается антигорит по оливину. Тальк-антигоритовый тип фреатической серпентинизации является типоморфным признаком вскрытия глубинных частей альпинотипных гипербазитовых массивов (Улан-Сарьдагский в Восточном Саяне). Высокотемпературный автометаморфический характер носит антигоритизация оливина в штубахитах (массивы Сыум-Кеу, Рай-Из, Гребневский и др.), а так же в некоторых вторичных габброидах и перидотитах [2]. Для расшифровки генетического положения антигорита, развивающегося по оливину, важно установить его временные соотношения с петельчатым α -лизардитом.

За исключением отмеченных, хотя и характерных, но все же локальных, частных случаев, антигорит следует рассматривать как наиболее термодинамически устойчивую разность серпентиновых минералов, кристаллизующуюся при наиболее высоких температурах метаморфизма, когда все другие серпентины преобразуются в антигорит (до $500—550 \text{ C}^\circ$).

Наибольшим распространением пользуется аллометаморфическая антигоритизация, которой в разной степени подвержено большинство массивов. На Южном Урале практически целиком превращены в антигоритовые серпентиниты некоторые гипербазитовые массивы Восточно-Уральского поднятия и его восточного обрамления — Урус-Кискенский, Подольский, Верблюжьегорский, Варшавский, Татищевский, Ольховский, Запываловский и др. При образовании антигоритовых серпентинитов обычно нивелируются особенности первичного состава пород. Однако апогарцбургитовая природа исходных пород может быть выявлена по скоплениям магнетита, фиксирующим бывшие зерна бастита. При исчезновении признаков первичного пироксена принадлежность исходных пород к гарцбургитам или дунитам устанавливается по характеру идиоморфизма хромшпинелидов, обычно интенсивно замещающихся магнетитом.

Литература

1. *Артемов В. Р., Кузнецова В. Н.* Классификация серпентинов // Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста. Свердловск, 1976. С. 38—54.
2. *Варлаков А. С.* Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. 224 с.
3. *Варлаков А. С.* Шестислойный ортосерпентин типа Унста — повлен-хризотил-6Or_{с1} // Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1991. № 2. С. 87—96.
4. *Варлаков А. С.* Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН. 1996. 178 с.
5. *Варлаков А. С.* Метаморфизм гипербазитов Вишневогорско-Ильменогорского мигматит-гнейсово-сланцевого комплекса (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 1. С. 53—55.
6. *Варлаков А. С., Котляров В. А., Никольская Н. Е.* Точилинит как продукт серпентинизации ультраосновных пород // Уральский минерал. сборник № 4. Миасс: ИМин УрО РАН. 1995. С. 68—80.
7. *Вишневская Ю. Е.* К вопросу о генезисе серпентинов на примере печенгского серпентинитового комплекса // Метасоматическое минералообразование. Л.: ВСЕГЕИ. 1979. С. 91—103.
8. *Звягин Б. Б.* Кристаллохимические особенности серпентиновых минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 106—117.
9. *Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
10. *Bailey S. W.* Polytypism of trioktahedral 1:1 layer silicates // Clays and Clay Minerals, 1969. Vol. 17. No. 6. P. 355—371.
11. *Middleton A. P., Whittaker E. J. W.* The structure of Povlen-type chrysotile // Can. Mineral. 1976. Vol. 14. Pt. 3. P. 301—306.
12. *Wicks F. J., Whittaker E. J. W.* A reappraisal of the structures of the serpentine minerals // Can. Mineral. 1975. Vol. 13. Pt. 2. P. 297—343.
13. *Wicks F. J., Whittaker E. J. W.* Serpentine textures and serpentinization // Can. Mineral. 1977. Vol. 15. Pt. 4. P. 459—488.