

УДК 549.002.2.553.041

© А.В.Подгаецкий, Д.Д.Котельников, 2006

## КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ В КИМБЕРЛИТАХ ТРУБКИ КАТОКА, АНГОЛА

**А.В.Подгаецкий, Д.Д.Котельников (ИПКОН РАН)**

*Главные слоистые силикаты кимберлитов трубки Катока — серпентин и флогопит — преобразуются под действием метасоматических и гипергенных процессов с различной интенсивностью и характерными для каждого минерала промежуточными фазами. Наиболее быстро изменяется серпентин. По мере смены существенно восстановительной обстановки на более окислительную он переходит чаще всего в Са-Мд сапонит, а в отдельных случаях в лизардит-сапонитовое смешанослойное образование. Флогопит вначале преобразуется в парагенетическую ассоциацию вермикулита и триоктаэдрического смектита. В дальнейшем происходит последовательная гомогенизация этой ассоциации в неупорядоченное вермикулит-ди-три-смектитовое смешанослойное образование. Кристаллохимические особенности указанных первичных и вторичных минералов непосредственно определяют петрофизические свойства содержащих их кимберлитовых пород.*

**Геологическое строение трубки.** Трубка Катока одноименного кимберлитового поля расположена в бассейне р. Шикапа в северо-восточной части Анголы. Центральная часть трубки по разрезу скв. 0534 примерно до глубины 300 м сложена породами кратерной фации, связанными с продуктами выветривания перекрывающих трубку пород. Это преимущественно песчаники (ПС), туфопесчаники (ТПС) и туфобрекчии (ТБ). Ниже вскрыты кимберлитовые по-

роды жерловой фации — кимберлитовые брекчии (КБ) и автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ). Более глубокие горизонты относятся к диатремовой фации, породы которой представлены порфиrowыми (ПК) и кластопорфиrowыми (КК) кимберлитами [22].

**Характеристика слоистых силикатов.** Минеральный состав пород в целом изучался методами рентгеновской дифрактометрии в ИПКОН РАН (А.В.Подгаецкий, дифрактометры ДРОН-3,0, УМ-1,

CuK $_{\alpha}$  излучение), там же выполнен анализ оптических изображений шлифов (микроскопы МБС-10 и JENAVAL) и измерены скорости распространения продольных волн (прибор УК-10ПМС). Петрографическое описание и петрофизические измерения кимберлитовых пород выполнены в ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Химический состав пород определялся в Институте минералогии и петрографии СО РАН. Структурные исследования слоистых силикатов проводились рентгенометрически на ориентированных препаратах фракции <0,002 мм (ИПКОН РАН), а также методами ИК-спектроскопии (И.И.Плюснина, МГУ, прибор Specord 751R) и получения электронограмм от косых текстур (А.П.Жухлисов, ИГЕМ РАН, электронограф ЭМР-102).

На рентген-дифрактометрических кривых неориентированных препаратов плотных КК из нижней части трубки (рис. 1, *з*) наряду с очень узкими рефлексами кальцита (3,03Å) и кварца (3,35Å), среди относительно широких отражений слоистых силикатов, наибольшую интенсивность (*I*) имеют нечетные порядки базальных рефлексов кратных 10Å (10,10; 3,3Å), особенно первое отражение. Эти рефлексы не изменяются как при насыщении образцов глицерином, так и при их прокаливании в течение 1 ч при 580°C. Это, согласно методике относительной количественной оценки содержания слоистых минералов в смесях, разработанной P.Biscaye [25], соответствует преобладанию в рассматриваемой разности кимберлитов слюдистого минерала. По соотношению  $I_{001}/I_{002}$  и значению  $d_{060}=1,536\text{Å}$  ( $b=9,22\text{Å}$ ), а также высокому содержанию в породах MgO, по сравнению с суммарным количеством Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO (табл. 1, глубины 340, 320 м), указанная фаза относится к триоктаэдрической разновидности и соответствует флогопиту [4]. Несколько меньшую интенсивность на дифрактограммах имеют отражения кратные  $\sim 7,30\text{Å}$  (7,25; 3,64; 2,48Å), которые также не изменяются ни после сольватации препаратов указанным выше органическим наполнителем, ни после термической обработки образца. Такая дифракционная картина характерна, включая данные электронографических исследований (табл. 2, глубины 340, 320 м), соответствует серпентину. На наличие в этих породах только триоктаэдрических слоистых силикатов, в основном серпентина и флогопита, указывают результаты ИК-спектроскопии. Так, на соответствующих спектрах присутствуют только интенсивные полосы поглощения деформационных колебаний групп (Si-O-Mg)<sup>VI</sup> с частотой 460–462 см<sup>-1</sup> и валентных колебаний OH-групп с частотой 3670 см<sup>-1</sup> (рис. 2, *б*, *в*).

На дифрактометрических кривых менее плотных КБ и АКБ из диатремовой и жерловой фаций, кроме рефлексов флогопита и серпентина, характерно также присутствие отражений с  $d=12,5\text{--}14,9\text{Å}$  (рис. 3, *а*; см. рис. 1, *в*, *д*), которые после насыщения этиленгликолем и глицерином (см. рис. 3, *б*, *в*) образуют пары рефлексов со значениями либо  $\sim 14$  и  $\sim 17\text{Å}$ , либо  $\sim 14$  и  $\sim 18\text{Å}$ , характерные для вермикулита и комплексов смектита с соответствующим органическим наполнителем (табл. 3, глубины 280, 290, 360, 390, 400 м). Судя по значениям  $b=9,22\text{--}9,23\text{Å}$  на электронограммах (см. табл. 2, глубина 280–390 м) и дифрактограммах (см. табл. 3, глубина 280–400 м), смектит относится к триоктаэдрической разновидности [20]. Дифрактометрические кривые ориентированных препаратов фракции <0,002 мм рассматриваемых пород показывают, что слоистые силикаты в них представлены серпентином с примесью фазы 14Å, которая, согласно данным сольватации и прокаливанию образцов, относится к хлориту (см. табл. 3, глубина 290–400 м). Это подчеркивается присутствием расщепленных рефлексов 7,3–7,2Å на дифрактограммах, что вызвано наложением отражения 001 серпентина на рефлекс 002 хлорита. Примесь хлорита характерна для КБ (глубина 390–400 м) и некоторых разностей АКБ (глубина 290 м), тогда как в КК (глубины 320, 340 м) он отсутствует.

Присутствие указанных выше слоистых минералов в КБ, АКБ и КК находится в полном соответствии с химическим составом проб, в которых отмечается повышенное содержание MgO и FeO (см. табл. 1, глубина 280–400 м).

С глубины 290 м (АКБ), вплоть до низов интервала 219–261 м (ТБ), где появляется примесь полевых шпатов (3,18Å), выделяется область интенсивного преобразования исходного материала, что четко проявляется в последовательном повышении вверх по разрезу содержания SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в породах и снижении количества FeO и MgO. На дифрактометрических кривых уменьшается интенсивность рефлексов серпентина вплоть до полного исчезновения (см. рис. 1, *б*). За счет разложения серпентина, сопровождающегося выносом Mg и Fe<sup>2+</sup>, на глубине 261 м развиваются сапонит (отражение 15,2Å), а в отдельных случаях промежуточное лизардит-сапонитовое смешанослойное образование [13]. Кроме того, в этой зоне резко уменьшается интенсивность рефлекса со значением 10Å флогопита с одновременным ростом основного отражения вермикулитовой фазы. Следует отметить, что аналогичное развитие вермикулитоподобных фаз ранее отмечалось нами при изучении гипергенного

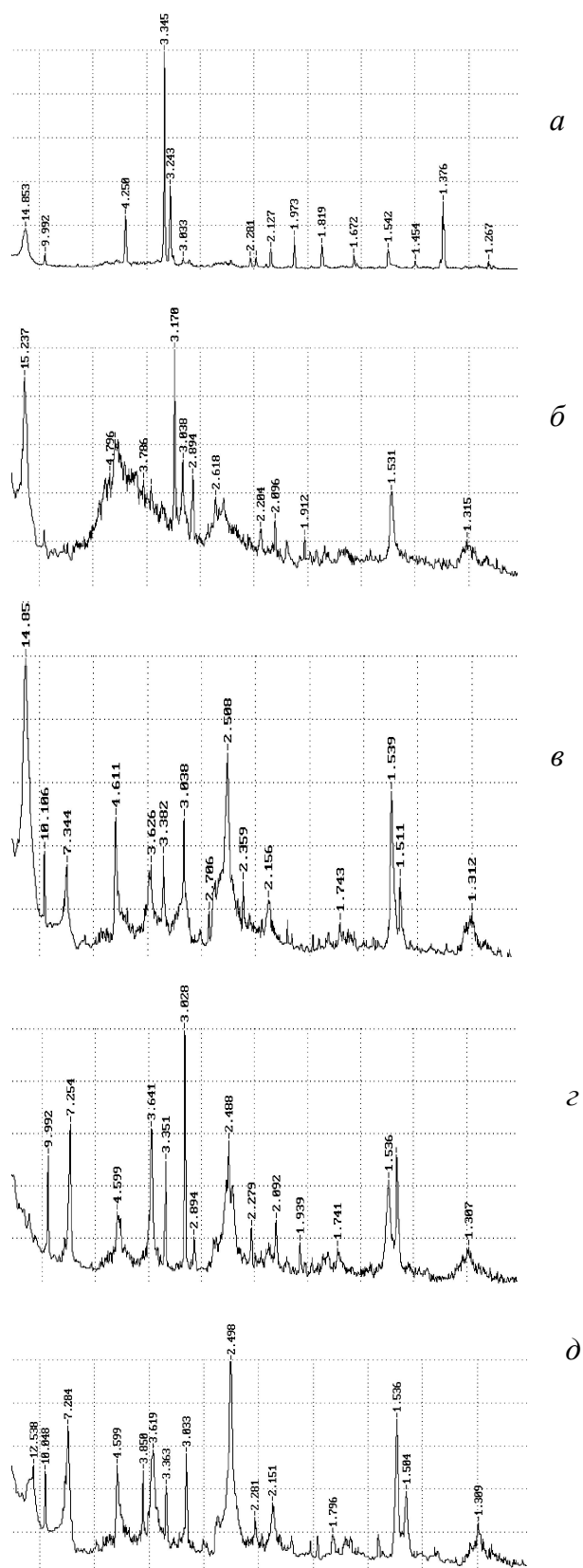


Рис. 1. Дифрактограммы воздушно-сухих пород по разрезу скв. 0534:

глубины, м: а — 120 (ТПС); б — 261 (ТБ); в — 290 (АКБ); г — 340 (КК); д — 400 (КБ)

## 1. Химический состав пород по разрезу скв. 0534 трубки Катока

Глубина, м	Тип породы	Оксиды														Σ
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	
120	ТПС	74,36	0,31	5,43	1,97	0,32	0,11	5,87	2,77	0,50	1,73	0,14	0,0	4,30	2,52	100,33
139,5	То же	78,65	0,18	5,02	0,26	0,90	0,11	4,86	2,46	0,53	1,53	0,08	0,0	3,78	1,73	100,59
159,5	«	73,22	0,38	5,01	2,21	0,36	0,11	4,01	5,30	0,59	1,59	0,14	4,18	1,54	1,66	100,30
180,6	ТБ	59,29	0,44	4,52	2,76	0,25	0,13	7,26	10,11	0,30	1,46	0,59	6,82	2,69	3,78	100,40
199	ПС	77,70	0,29	5,30	1,56	0,25	0,11	4,57	2,52	0,77	1,59	0,11	1,32	2,69	1,98	100,05
219	ТБ	57,13	1,27	4,69	5,93	0,64	0,13	13,16	3,18	0,06	1,19	0,14	1,32	5,31	5,74	99,89
238,7	То же	67,81	0,68	4,51	3,41	0,64	0,11	9,60	2,36	0,10	1,32	0,08	1,10	3,55	4,92	100,49
261	«	40,05	0,77	4,04	4,96	0,61	0,13	19,29	8,47	0,0	1,07	0,44	5,28	6,82	8,57	100,50
280	КК	38,17	1,01	2,80	7,46	0,61	0,14	22,76	6,89	0,08	0,32	0,33	4,40	6,86	7,48	100,31
290	То же	40,09	0,83	2,66	5,49	3,02	0,14	27,21	4,65	0,16	0,20	0,32	2,31	8,23	4,73	100,04
320	КБ	38,17	0,78	2,59	4,43	4,67	0,14	30,68	4,80	0,0	0,31	0,33	3,74	10,49	0,69	99,98
340	То же	35,18	1,13	2,18	3,91	6,18	0,16	29,53	5,80	0,0	0,16	0,34	4,40	10,11	0,78	99,86
360	ТПС	36,03	1,20	2,72	3,85	5,39	0,16	27,29	6,84	0,14	0,32	0,50	4,29	9,36	1,74	99,83
390	То же	37,65	1,03	2,79	4,69	4,78	0,15	27,29	5,55	0,03	0,55	0,37	3,08	9,61	2,34	99,89
400	«	35,90	1,19	2,70	3,94	5,31	0,15	26,56	7,50	0,25	0,24	0,44	5,06	8,71	1,96	99,91

## 2. Электронографическая характеристика фракции &lt;0,002 мм пород по разрезу скв. 0534 трубки Катока

Глубина, м	Тип породы	Слоистые силикаты, их политипные модификации, степень совершенства структуры и значения параметра <i>b</i> минералов, Å
280–290	КБ	Лз А (унн; 9,23 <sub>1</sub> )>кл-хр (унн; 9,23 <sub>1</sub> )
320	КК	Лз А (унн; 9,23 <sub>4</sub> )>кл-хр (унн; 9,23 <sub>4</sub> )
340	То же	Лз А (унн; 9,24 <sub>2</sub> )>кл-хр (унн; 9,24 <sub>2</sub> )
360	КБ	Лз А (ун; 9,22 <sub>5</sub> )>1Т (ун; 9,22 <sub>5</sub> )>>кл-хр (ун; 9,22 <sub>5</sub> )
390	То же	Лз А (ун; 9,22)>>кл-хр

Пр и м е ч а н и е. Лз — лизардит, кл-хр — клинохризотил; А, 1Т — политипы лизардита; степень совершенства структуры: ун — упорядоченная с некоторыми нарушениями, унн — упорядоченная с существенными нарушениями.

преобразования кимберлитов Накынского поля Якутии (см. рис. 3, а, б), в которых рост пористости и трещиноватости пород способствовал миграции флюидов и ускорял развитие минералов с разбухающей кристаллической решеткой [19].

В составе новообразований АКБ (280–290 м) и низов зоны ТБ отмечено наличие диоктаэдрических фаз со значениями  $d_{060} = 1,483–1,492 \text{ Å}$  (см. табл. 3, глубина 261–290 м), а в воздушно-сухих образцах наряду с  $14 \text{ Å}$  пиком хлорита появляется интенсивное  $15 \text{ Å}$  отражение, свидетельствующее о высоком содержании смектита.

В зоне залегания ТПС и ПС с прослоями ТБ (см. табл. 1, глубина 120–199 м) в породах увеличи-

вается содержание наиболее устойчивых в данных условиях разновидностей разбухающих минералов, которые включают как сапонит, так и продукты его дальнейшего преобразования (см. рис. 1, а). Сапонит по особенностям дифракционной картины и значению элементарной ячейки ( $b=9,18 \text{ Å}$ ) относится к разности минерала с Са-Мг составом межслоевых промежутков. Гипергенное преобразование серпентина вверх по разрезу трубки усиливает деструкцию его кристаллической структуры и ослабляет силу межслоевых связей [18]. В результате увеличивается диффузность, а также снижается интенсивность как базальных, так и небазальных рефлексов (см. рис. 1, б). Появление дифракционного

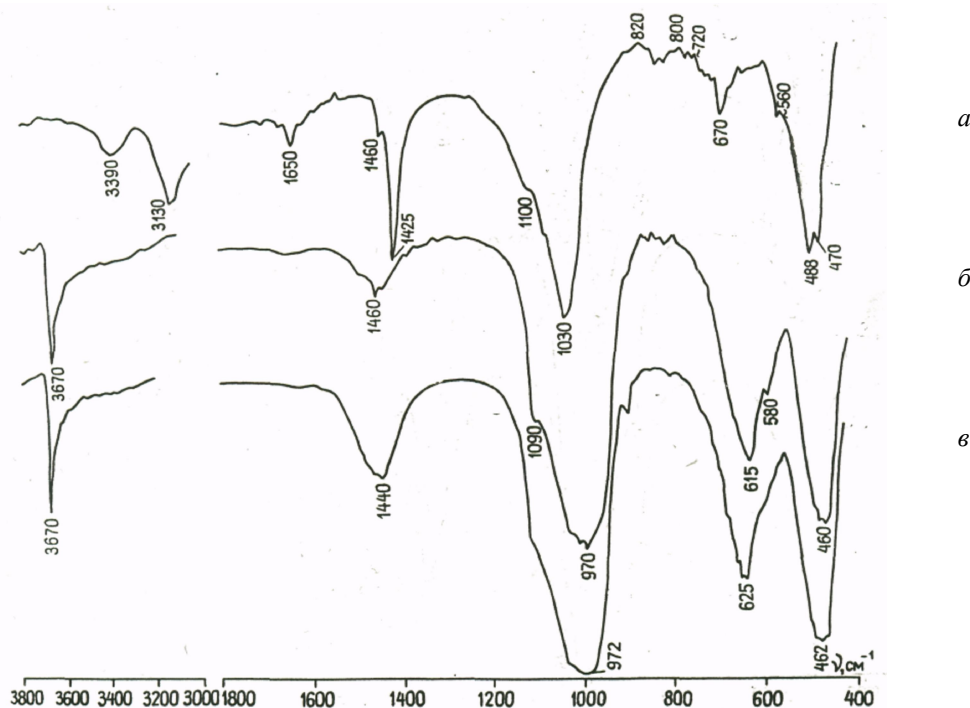


Рис. 2. ИК-спектры фракции  $<0,002$  мм кимберлитовых пород по разрезу скв. 0534:

глубины, м: а — 120 (ТПС); б — 320 (КК); в — 340 (КК)

максимума в области, соответствующей  $17\text{--}18\text{ \AA}$ , при насыщении глицерином (рис. 4, б) указывает на образование при этом смектитовой фазы. В породах верхних горизонтов разреза (199–120 м), сложенных преимущественно ТПС, из слоистых силикатов присутствует в основном три-смектитовая фаза (см. табл. 3, глубины 120, 159 м). Ввиду полной диссоциации серпентина, сопровождающейся интенсивным выносом  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg, накоплением Si и Al в породах (см. табл. 1, глубина 120–199 м), три-смектит является в этой части разреза в основном продуктом преобразования флогопита. О гетерогенном составе этой разбухающей фазы свидетельствует прецизионная съемка образцов пород, насыщенных глицерином (см. рис. 4, б), при более медленном вращении счетчика ( $0,5^\circ/\text{мин}$ ), из которой видно, что в интервале углов  $2\Theta$ , соответствующих межплоскостным расстояниям  $25\text{--}15\text{ \AA}$ , присутствует ряд новообразованных силикатных фаз. При этом рефлексы со значениями  $\sim 15\text{ \AA}$  относятся к вермикулиту,  $16\text{--}18\text{ \AA}$  — к смектитам, а промежуточные между ними — к смешанослойным минералам.

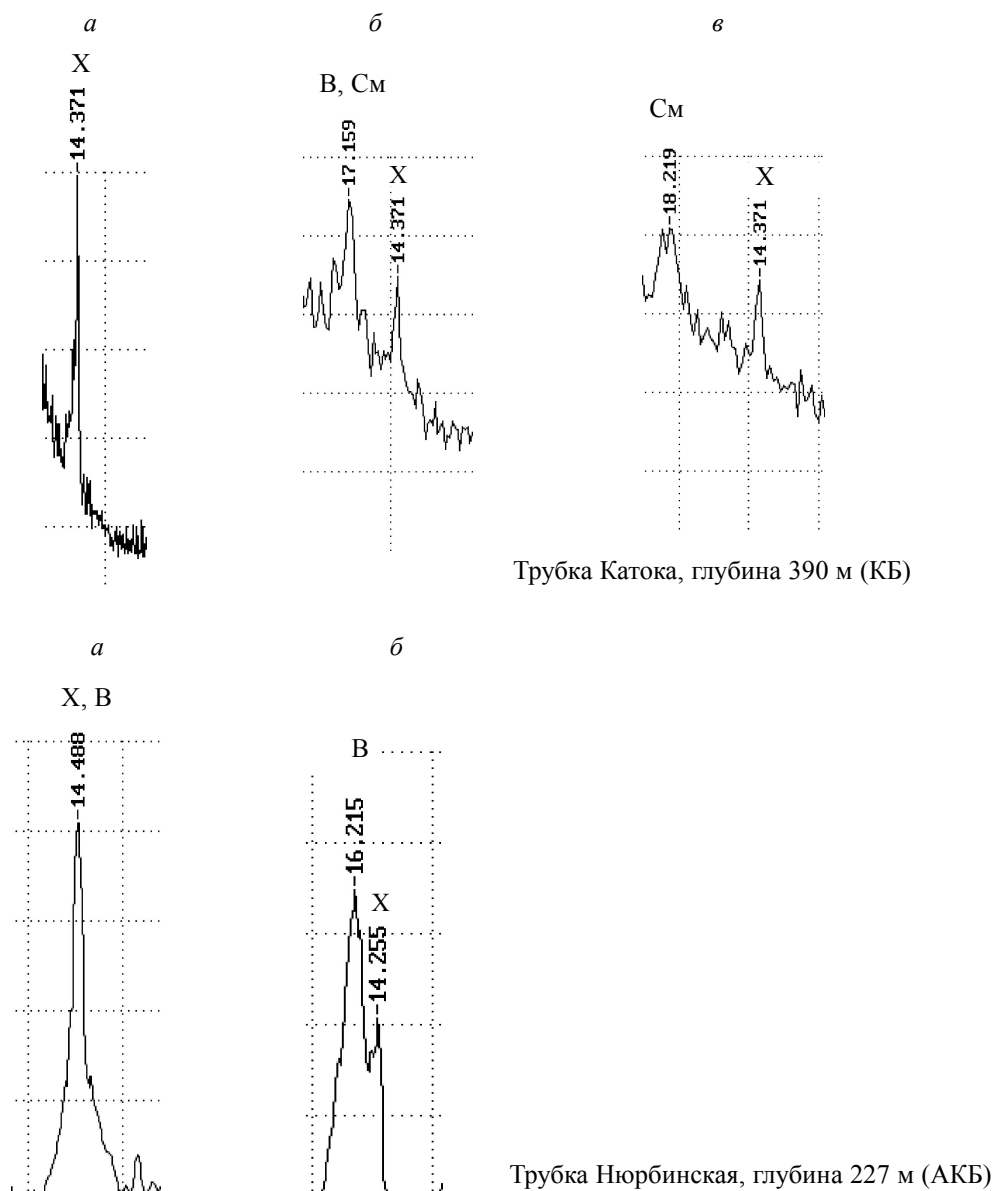
Исчезновение серпентина в этой части разреза подтверждается смещением значений полос поглощения деформационных колебаний групп (Si-O-

Me)<sup>VI</sup> к частотам  $470\text{--}483\text{ см}^{-1}$  и, особенно, исчезновением полос с частотой  $3670\text{ см}^{-1}$  (см. рис. 2, а).

Дифрактометрический анализ как неориентированных препаратов исходных пород, так и ориентированных препаратов фракции  $<0,002$  мм показал, что в последней локализуются в основном серпентин и разбухающие минералы, в то время как флогопит и развивающийся по нему вермикулит отсутствуют. Это свидетельствует о сравнительно крупных размерах слоистых и вермикулитовых частиц и высокой дисперсности серпентина, хлорита и, особенно, смектитов.

**Обсуждение результатов.** Приведенная выше последовательность метасоматически-гипергенного изменения кимберлитов по разрезу трубки Катокка показывает, что исходные слоистые силикаты в них представлены в основном серпентином и флогопитом. Вследствие различия кристаллической структуры и химического состава этих минералов их изменение протекает с различной скоростью и образованием в каждом случае специфических минеральных ассоциаций.

Кристаллическая структура серпентина, развивающегося по первичному оливину, на этапе постмагматической эволюции кимберлитов, состоит [4] из Si-O-тетраэдров и Mg-OH-бруситоподобных ок-



**Рис. 3. Фрагменты дифрактограмм фракции <0,002 мм слоистых минералов из кимберлитов Анголы и Якутии:**

*a* — воздушно-сухой образец, *б* — насыщенный этиленгликолем, *в* — насыщенный глицерином; X — хлорит; B — вермикулит; Cm — смектиты

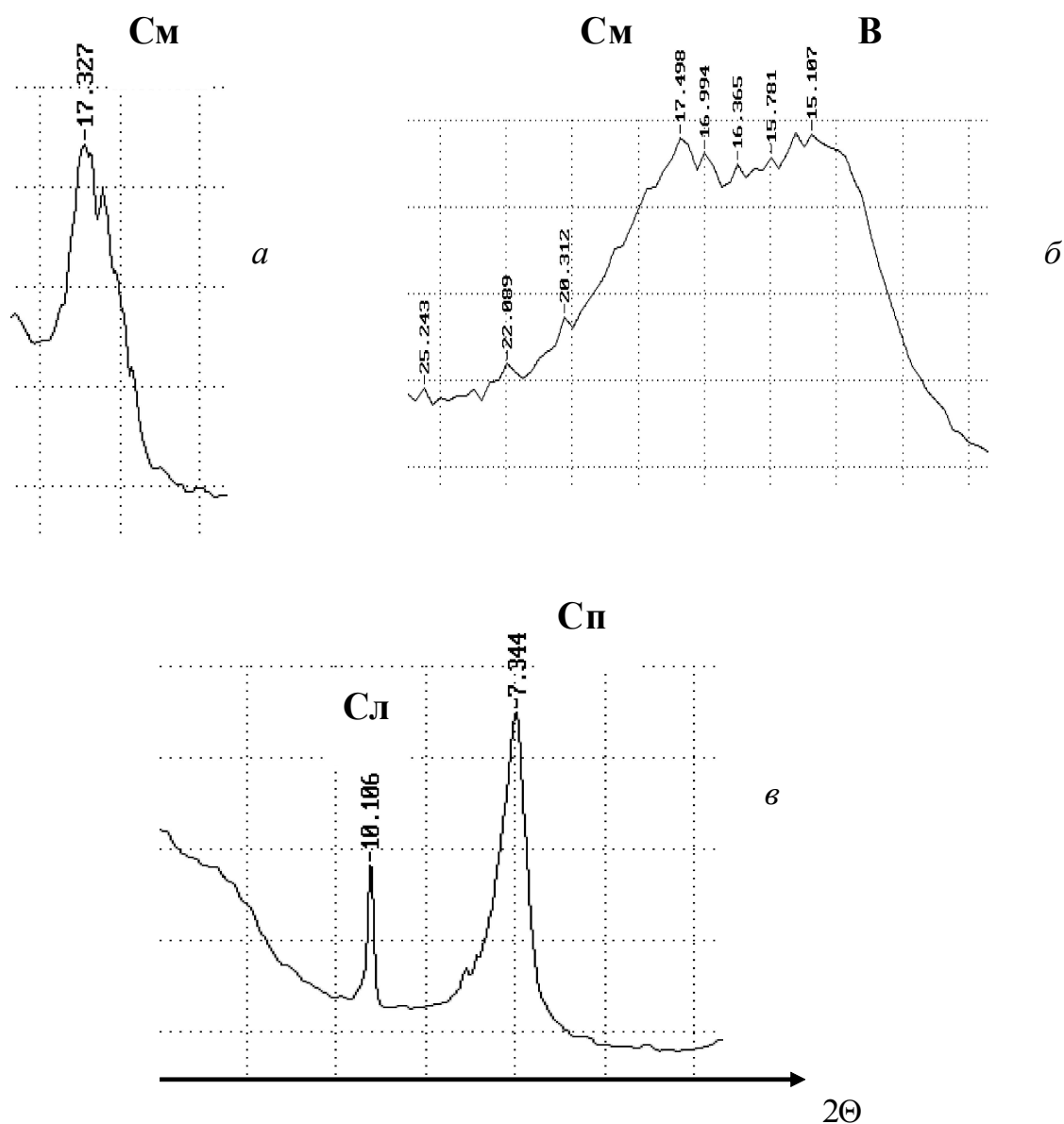
таэдров, что соответствует слоистым силикатам семейства 1:1 с формулой  $Mg_6[(OH)_8Si_4O_{10}]$ . Незначительное количество Si может замещаться в тетраэдрах структуры серпентина Al, а Mg в октаэдрах — Al,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и Ni. Широкий гомо- и гетеровалентный изоморфизм минералов группы серпентина обуславливает большое разнообразие не только его минеральных разновидностей (лизардит, хризотил, клинохризотил, антигорит), но и свойственных ему

политипных модификаций. В связи с этим Б.Б.Звягиным [11] выделены четыре группы (A, B, C и D) среди 12 теоретически возможных политипных модификаций серпентиновых минералов. В разрезе изученной скважины серпентин во фракции <0,002 мм представлен в основном лизардитом, иногда с примесью клинохризотила (см. табл. 2). Лизардит состоит из смеси полубеспорядочных политипов A и подчиненного количества 1T. В других разрезах

3. Значения основных рефлексов ( $d$ , Å) слоистых силикатов из кимберлитов трубки Кагока (ориентированные препараты фракции <0,002 мм)

Глубина, м	Литологи- ческие типы пород	Воздушно-сухие	Минеральная фаза	Насыщенные этиленгликолем	Минеральная фаза	Насыщенные глицерином	Минеральная фаза	Прокаленные (1 ч при 580°C)
120	ТПС	15,37 $d_{060}$ 1,531	Са	17,32	Са	18,22	Са	9,936
159	То же	15,37 $d_{060}$ 1,522	Са	17,11	Са	18,410	Са	9,972
261	ТБ	7,225 $d_{060}$ 1,529 $d_{060}$ 1,483	Сп	7,196	Сп	7,254	Са/См (?)	9,992 7,167
280	АКБ	15,12 7,284 $d_{060}$ 1,538 $d_{060}$ 1,486	Са/В	17,00 14,730	Са В	25,61 18,03–18,60 14,240	Сс Са/См В	10,048 7,254
290	То же	27,18 14,371/14,979	Сс Х/В	20,31–22,95 16,994 14,371	Сс В/См Х	21,55–23,88 18,034–18,603 14,371 / 14,897	Сс См Х/В	14,141 13,492 10,141 7,314
390	КБ	7,344; 3,641; $d_{060}$ 1,536 $d_{060}$ 1,492	Сп	7,344	Сп	7,344	Сп	14,507 10,002 7,254 / 7,344
400	КБ	14,371 10,16 7,34; 4,61; 3,624 $d_{060}$ 1,538	Х Сп Сп	26,37–27,50 17,16–18,22 14,371	Сс В/См Х	28,30–24,21 18,034–18,603 14,371 / 14,853	Сс См Х/В	14,141 9,936 7,167 / 7,365
				Нет данных		23,56 18,800–19,420 14,371	Сс См Х	

Примечание. / — расщепление рефлексов. Сп — серпентин, Х — хлорит, Сл — слюда, См — смектиты, Сс — смешанослойные минералы, В — вермикулит, Са — сапонит.



**Рис. 4. Фрагменты дифрактограмм насыщенных глицирином кимберлитовых пород трубки Катока:**

*a* — вторичные образования по бесшлюдыстым породам (скв. 0333, глубина 90,1 м, КБ); *б* — вторичные образования по шлюдыстым породам (скв. 0534, глубина 120 м, ТПС); *в* — слабоизмененная порода (скв. 0534, глубина 390 м, КБ); Сл — шлюда; См — смектиты; Сп — серпентин; В — вермикулит

трубки иногда встречаются полубеспорядочные полимеры *D* и установлено неизвестное ранее сосуществование простых *1T*, *3R* двухслойных и сложных шестислойных полимеров [9].

Серпентин устойчив в существенно восстановительных условиях. По мере развития процесса обмена катионами между исходным минералом и контактирующей с ним флюидной средой, серпентин преобразуется в  $15\text{\AA}$  разбухающий минерал — сапонит, содержащий Са (с примесью Mg) в меж-

слоевых промежутках. Как известно [5, 17], октаэдрические позиции в структуре вторичных фаз непосредственно связаны с природой исходных минералов, а катионный состав межслоевых промежутков определяется химизмом среды. При сохранении резко восстановительной обстановки минералообразования в продуктах слабого физического изменения кимберлитов устойчивую форму сохраняет ферросапонит [24]. В условиях тонкой трещиноватости кимберлитовых пород, затрудняющих



флюидообмен и обеспечивающих слабоокислительную обстановку, может возникать впервые идентифицированное в кимберлитах этой трубки квазистабильное упорядоченное лизардит-сапонитовое смешанослойное образование [13]. В связи с этим общую схему преобразования серпентина можно представить следующим образом: лизардит  $Mg_6[(OH)_8Si_4O_{10}] \rightarrow$  ферросапонит  $Ca_{0,3}(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+})_3(Al, Si)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O \rightarrow$  лизардит-сапонитовое смешанослойное образование\*  $(Mg_3, Si_2)[Ca_{0,25}(Mg_{2,6}Fe_{0,4})(Si_{3,5}Al_{0,5})]O_{15}(OH)_6 \cdot nH_2O \rightarrow$  сапонит  $Ca_{0,2}Mg_{2,4}FeAl_{0,3}(OH)_2AlSi_3O_{10}(H_2O)_4$ .

По мере дальнейшего снижения восстановительной обстановки сапонит через промежуточные Fe-Mg и Mg-Fe формы трансформируется в оксиферрисапонит [6]. За счет окисления  $Fe^{2+}$  это сопровождается последовательной диоктаэдризацией минерала с уменьшением параметра  $b$  элементарной ячейки и образованием в дальнейшем нонтропитоподобной фазы [2].

Флогопит является первичным силикатом, кристаллизация которого происходит на поздних этапах консолидации кимберлитовой магмы. Его формула —  $K_2(Mg, Fe^{2+})_6[Si_6Al_2O_{20}](OH, F)_4$ , а кристаллическая структура состоит из двух тетраэдрических секторов (в которых 1/4 Si замещается Al) и расположенной между ними октаэдрической сетки, т.е. минерал относится к семейству 2:1 [6]. Кроме  $Fe^{2+}$ , а также Mn и иногда Ti, частично замещающих Mg (с характерным для флогопита соотношением Mg:Fe >2:1), в виде значительной примеси в межслоях минерала может присутствовать Na. Благодаря высокому содержанию в составе флогопита, как и серпентина, весьма подвижных двухвалентных катионов (Mg и особенно Fe), он также сохраняет устойчивость только в резко восстановительной обстановке, т.е. в слабоизмененных породах (см. рис. 4, в).

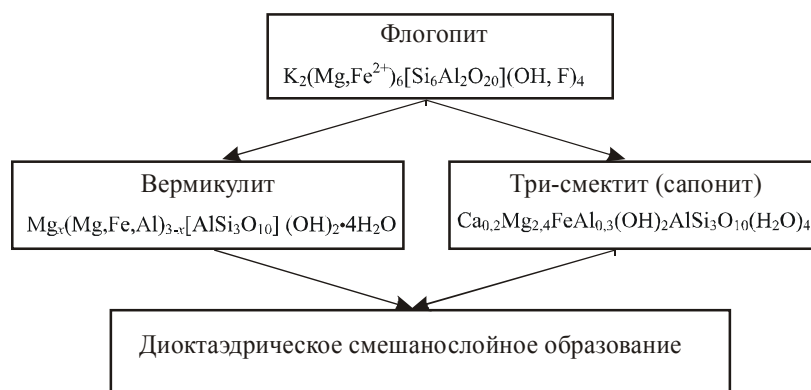
При развитии в системе минералообразования окислительных процессов происходит трансформация флогопита в вермикулит [4, 14] сопровождающаяся формированием в его межслоях бруситоподобной прослойки, окислением  $Fe^{2+}$  и обогащением минерала более инертным элементом — Al. Вследствие перестройки структуры общий период  $c$  вторичного минерала возрастает до  $14,4\text{Å}$  [7, 8]. Преобразование флогопита сопровождается также одновременным возникновением три-сметита, который образует парагенетическую ассоциацию с вермикулитом и, в зависимости от состава катионов в межслоевых промежутках, т.е. Na или

(Mg+Ca), характеризуется значениями  $\sim 12$  или  $14\text{--}15\text{Å}$  (см. рис. 1, а, в соответственно). В последнем случае эти значения определяются, как и в структуре сапонита, соотношением количества Mg и Ca в межслоях. При этом вследствие наибольшего вклада разбухающих слоев в дифракционную картину слоистых силикатов [5, 17] на дифрактограммах воздушно-сухих образцов ранней стадии преобразования флогопита более интенсивный и, самое главное, широкий рефлекс разбухающей фазы маскирует менее сильный рефлекс  $14,4\text{Å}$  сегрегированных в микроблоки слоев собственно вермикулита. Разрешение этих фаз происходит только после насыщения породы глицерином. В этом случае рефлексы крупных микроблоков вермикулита практически сохраняют значение, характерное для воздушно-сухого вермикулита, т.е.  $\sim 14,4\text{Å}$ . Соответственно, комплекс разбухающих слоев+глицерин образует отражения, близкие к сольватированным смектитам, т.е.  $\sim 17,8\text{Å}$  (см. рис. 4, а, б) [5].

Однако в соответствии с ранее установленной нами закономерностью [16] изменение бесслюдистых и слюдистых пород в зоне гипергенеза протекает различными путями. Указанная закономерность, являющаяся, согласно нашим наблюдениям, актуальной и для зоны метасоматоза, заключается в том, что бесслюдистые породы в виде промежуточных продуктов генерируют смектиты (см. рис. 4, а), а в слюдистых за счет изменения слюд возникают различные смешанослойные образования (см. рис. 4, б). Поэтому на более поздней стадии преобразования вермикулита, когда в сегрегированных микроблоках этого минерала остается относительно небольшое количество разбухающих слоев (до менее 10%), первично возникшая ассоциация вермикулита и три-сметита гомогенизируется с возникновением неупорядоченного вермикулит-ди-три-сметитового смешанослойного образования с последующей интенсивной его диоктаэдризацией. Отсюда следует, что преобразование флогопита в разрезе рассматриваемой трубки характеризуется такой последовательностью (см. с. 55).

Учитывая присутствие в исходном флогопите значительной примеси Al, а в производном его минерале — вермикулите — еще более высокое содержание трехвалентных элементов, особенно  $Fe^{3+}$ , вермикулит-ди-три-сметитовое смешанослойное образование на конечных стадиях преобразования трансформируется в фазу, близкую к монтмориллониту.

\* Анализ выполнен на электронном микроскопе JSM-5300 с рентгеноспектральной приставкой Link-JSJS.



Интенсивность и отдельные стадии метасоматически-гипергенного преобразования слоистых силикатов тесно связаны с условиями массопереноса, кристаллической структурой и петрофизическими характеристиками содержащих их кимберлитовых пород. Так, прямая зависимость увеличения суммарного количества три-сметита от пористости подчеркивается данными анализа оптического изображения шлифов пород по разрезу скв. 0536 рассматриваемой трубки (рис. 5, а). Рост содержания сапонита происходит также одновременно с изменением структуры кимберлитов по мере увеличения размеров минеральных агрегатов (см. рис. 5, б).

Кроме того, переход от кимберлитов серпентинового типа к преимущественно сапонитовым разностям (глубина 290–261 м) сопровождается существенным изменением их петрофизических свойств, в частности падением плотности (в среднем с 2,35 до 2,18 г/см<sup>3</sup>), ростом пористости и влагоемкости (от 13,8 и 6,0 до 18,5 и 9,4% соответственно), резким, почти на порядок, уменьшением значений магнитной восприимчивости (с 480 до 60·10<sup>-5</sup> ед. СИ) и снижением скорости распространения продольных волн (с 1200 до 580 м/сек).

В связи с изложенным следует обратить внимание на последовательность формирования различ-

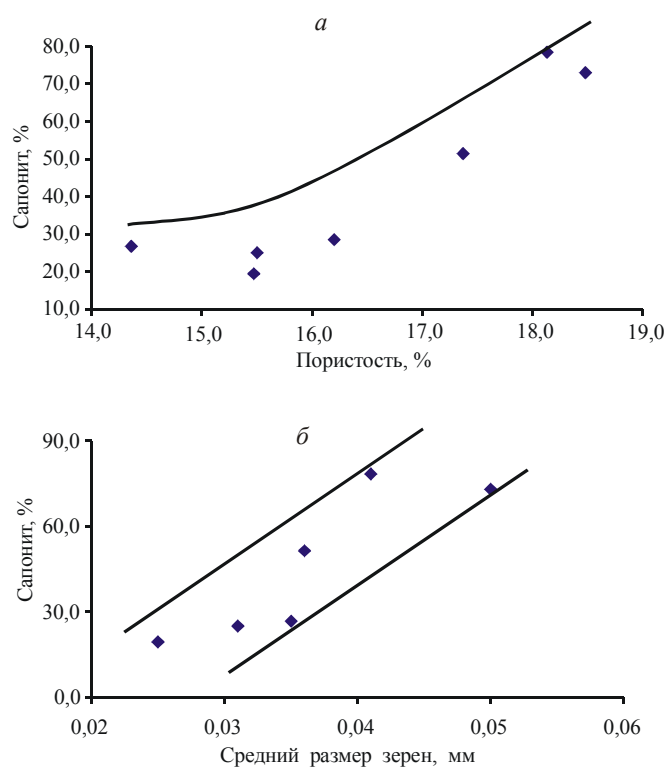


Рис. 5. Зависимость содержания сапонита от пористости (а) и среднего размера минеральных зерен (б) пород по разрезу скв. 0536 трубки Катока

ных типов кимберлитовых пород. Порфиоровые кимберлиты являются продуктом ранних этапов внедрения первичной магмы, в то время как становление кимберлитовых брекчий завершало формирование трубки, и их внедрение сопровождалось разрушением уже консолидированных ПК [10, 22]. Нарушение сплошности пород при формировании брекчий, сопровождающееся широким развитием макро- и микротрещиноватости, облегчало на постмагматическом этапе эволюции кимберлитов массоперенос и проникновение минерализованных флюидов в глубь массива, ускоряя вторичное минералообразование [3], в том числе и преобразование силикатов.

Этим объясняется отмеченное выше отсутствие хлорита в составе имеющих более плотную структуру ПК и развитие последних в КБ и изредка в АКБ. Отсюда следует, что градиент термобарических параметров среды и условия массопереноса в массиве определяют скорость диссоциации силикатов в кимберлитах в зависимости от глубины их залегания. Вследствие этого в КБ, приуроченных к верхним горизонтам кимберлитовых трубок, процессы гипергенного преобразования протекают более интенсивно и сопровождаются значительным выносом из них подвижных элементов. При этом каждый этап преобразования кристаллической структуры слоистых силикатов на микроуровне является отражением макроскопических процессов трансформации текстуры и структуры вмещающих кимберлитовых пород и их физических свойств. В целом при метасоматически-гипергенных процессах кимберлиты, относящиеся к меланократовому типу пород, последовательно обогащаются лейкократовыми компонентами [23]. Ранее на основании анализа алмазности различных типов кимберлитовых пород было отмечено [1, 10, 21], что кимберлитовые брекчий некоторых диатрем характеризуются более высоким содержанием алмазов. Обогащение брекчий алмазами, по нашему мнению, является следствием выноса неустойчивых химических элементов за границы рудных тел при метасоматическом и гипергенном изменении первичных кимберлитов, приводящих к существенному увеличению доли устойчивых компонентов в кимберлитах, включая алмазы.

Таким образом, полученные нами данные показывают, что преобразование кимберлитов трубки Катока в условиях зоны гипергенеза, характеризующихся переходом от восстановительных условий к более окислительным, сопровождается рядом специфических особенностей, отличающих их от аналогичных процессов в осадочных породах. К таким особенностям относится распределение слоис-

тых силикатов в различных петрохимических типах и гранулометрических фракциях кимберлитовых пород, а также описанные выше закономерности и последовательность (стадиальность) преобразования слоистых минералов.

В осадках и осадочных породах слоистые силикаты локализуются в основном во фракции  $<0,002$  мм. Это связано с условиями их накопления, происходящего в результате механической сепарации при переносе денудированных преимущественно на суше измененных изверженных, а также ранее сформированных осадочных пород и их метаморфических разностей. В отличие от этого в элювии изверженных пород размер частиц зависит от механизма образования в них слоистых силикатов. Так, кристаллизующиеся из магмы первичные слоистые силикаты, главным образом слюды, как и развивающийся по ним вермикулит, отличаются крупным размером минеральных частиц. В результате они не попадают во фракцию  $<0,002$  мм, основную при анализе слоистых силикатов, а остаются при сепарации в более крупных фракциях кимберлитов. Во фракции  $<0,002$  мм локализуются лишь последовательно развивающиеся по вермикулиту три-смектиты и продукты их гомогенизации в виде неупорядоченного вермикулит-ди-три-смектитового смешанослойного образования. Последовательное увеличение в составе указанных фаз содержания трехвалентных катионов (Fe, Al) обуславливает также более длительную сохранность этих минералов в метасоматически-гипергенном профиле слагающих трубку пород, чем в их бесслюдистых разностях [15].

Образование слоистых силикатов в ряду серпентин-сапонит-нонтронитоподобная фаза начинается в постмагматический период [5] с замещения серпентином первичного минерала — оливина. Благодаря этому серпентин, а тем более производные от него разновидности сапонитовых минералов обладают исключительно высокой дисперсностью, что является одной из характерных особенностей минералов смектитовой группы. Отсюда следует, что при изучении метасоматически-гипергенных процессов изменения слоистых силикатов в кимберлитах необходимо исследовать не только фракцию  $<0,002$  мм, но и породу без ее фракционирования. Это должно обеспечивать объективность и полноту изучения генетических связей между первичными и вторичными минералами кимберлитов. Кроме того, использование полученных результатов открывает возможность повышения эффективности минералогических методов поисков алмазных месторождений на основе определения стадий преобразования кимберлитов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алябьев С.Г., Кирилин Д.П., Польшкин С.А.* Основные этапы освоения Накынского рудного поля акционерной компанией «АЛРОСА» // ГИАБ, региональное приложение «Якутия». 2005. Вып. 1. С. 25–34.
2. *Витовская И.В.* Типоморфные минеральные парагенезисы коры выветривания серпентинов // Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенные месторождения. М., 1980. С. 32–46.
3. *Генезис* и особенности преобразования магнетита из кимберлитов Якутии / А.В.Подгаецкий, Д.Д.Котельников, Ю.Б.Войтковский и др. // ДАН СССР. 1985. Т. 282. № 5. С. 1238–1242.
4. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы (справочник). Т. 3 (листовые силикаты). – М.: Мир, 1966.
5. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. – М.: Наука, 1990.
6. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 4. С. 3–23.
7. *Дьяконов Ю.С.* Рентгенографическое определение смешанослойных минералов (гидробититов), промежуточных между биотитом и вермикулитом // Рентгенография минерального сырья. 1964. Сб. 4. С. 135–143.
8. *Дьяконов Ю.С., Львова И.А.* О превращении триоктаэдрических слюд в вермикулит // ДАН СССР. 1967. Т. 175. № 2. С. 432–434.
9. *Жухлистов А.П., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Ассоциация простых (1T, 3R) и сложных шестислойных политипов лизардита в кимберлитовой трубке Катока (Ангола) // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 3. С. 383–388.
10. *Занкович Н.С.* Вещественно-индикационные критерии типизации кимберлитовых пород и последовательность их формирования (на примере сложно построенных трубок Якутии): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 2004.
11. *Звягин Б.Б.* Кристаллохимические особенности серпентиновых минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 108–117.
12. *Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н.* Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002.
13. *Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшков А.И.* Идентификация и генезис упорядоченного лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 1. С. 87–96.
14. *Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Котельников Д.Д., Соболева С.В.* Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии // Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд. Л., 1979. С. 69–76.
15. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Стегницкий Ю.Б., Жухлистов А.П.* Стадийность и направленность преобразования серпентина и флогопита в кимберлитах трубки Катока (Ангола) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 2. С. 16–23.
16. *Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н.* Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 594–601.
17. *Котельников Д.Д., Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. – М.: Недра, 1986.
18. *Кринари Г.А., Сабирова Н.Ю., Халитов З.Я.* Причины появления аномальных дифракционных максимумов типа  $h00$  от системы цилиндрических кристаллов и их генетическая интерпретация для хризотилитовых асбестов // Реальная структура и свойства минералов. Казань. 1989. С. 44–50.
19. *Подгаецкий А.В.* Глинистые минералы в кимберлитах трубок Нюрбинская и Ботуобинская // Тез. докл. Международной научной конференции «Глины и глинистые минералы», 28 июня – 3 июля 2004 г. Воронеж, 2004. С. 110.
20. *Рентгенография* основных типов породообразующих минералов / Под ред. В.А.Франк-Каменецкого. – Л.: Недра, 1983.
21. *Ротман А.Я., Зинчук Н.Н., Ащепков И.В., Егоров К.Н.* Кимберлиты и перспективы их исследований // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 864.
22. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
23. *Хитров В.Г., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Непараметрический кластер-анализ горных пород. Статья 2. Коры выветривания. Метаморфические и осадочные породы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. № 1. С. 65–76.
24. *Чуканов Н.В., Песков И.В., Задов А.Е., Чуканова В.А.* Ферросапонит  $\text{Ca}_{0,3}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  — новый триоктаэдрический смектит (Эвенкия) // ЗВМО. 2003. Т. 132. № 2. С. 68–74.
25. *Biscaye P.E.* Mineralogy sedimentation of recent deep seas and oceans // Geol. Soc. Am. Bul. 1965. Vol. 71. P. 803–831.