

УДК 549.618.5 (234.851)

**В.И. Силаев, И.И. Голубева, В.Н. Филиппов**

## **НОМЕНКЛАТУРА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЭПИДОТА НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКОГО МАНГАНИЦОИЗИТА**

Исследована конституция марганцевого клиноцоизита, открытого на Полярном Урале. На основании обобщения полученных данных и ранее опубликованной информации разработан новый вариант кристаллохимической номенклатуры минералов группы эпидота.

E-mail: silaev@geo.komisc.ru

Сохранившаяся до настоящего времени петрографическая традиция классификации минералов группы эпидота является не только малоэффективной, но и принципиально не согласующейся с правилами кристаллохимического классифицирования. Хорошо известно, что по своим оптическим свойствам основные минералы этой группы — клиноцоизит, эпидот и пьомонтит — различаются очень грубо [1, 10, 14, 21, 23]. По этой причине в геологической и петрологической практике определение "эпидот" чаще всего употребляется для обозначения не только собственно эпидота, но и клиноцоизита [16, 17, 19, 35, 53]. Еще большая неопределенность существует при классифицировании марганецсодержащих минералов. До сих пор господствует традиция, заложенная еще Х. Штрупцем, в соответствии с которой к пьомонтиту относят все красноцветные минералы группы эпидота с содержанием  $Mn_2O_3$  более 1 мас. %.

Размытость представлений о минерально-видовой идентичности весьма неблагоприятно сказывается и на возможности диагностирования минералов группы эпидота по химическому составу. Согласно одному из наиболее авторитетных современных справочников [23], поля состава соответствующих минералов перекрываются на 30—100 % (рис. 1, а). В результате этого на треугольной кристаллохи-

мической диаграмме на клиноцоизит, эпидот и пьомонтит приходится, соответственно, 3, 14 и 83 % генерального поля их состава (рис. 1, б). Следовательно, наиболее распространенным в природе минералом из рассматриваемой группы должен быть вовсе не эпидот или клиноцоизит, как это следует из геологического опыта, а пьомонтит.

Удивительно, но столь несовершенная петрографическая практика разделения минералов группы эпидота сосуществует с их непрерывно модернизирующейся кристаллохимической номенклатурой, в основе которой заложены, как известно, различия в составе октаэдрически скоординированных кислородом ионов  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ . На основе такого критерия сначала было предложено подразделить группу на чисто алюминиевый, железный и марганцевый минеральные виды [49], т. е. на клиноцоизит  $Ca_2Al_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$ , пистацит (эпидот)  $Ca_2Fe_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$  и пьомонтит  $Ca_2Mn_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$ . Однако такая номенклатура сразу же вступила в очевидное противоречие не только с фактически непрерывным варьированием состава соответствующих минералов, но и вообще с минералогическим знанием. Известно, например, что минерал состава  $Ca_2Al_3[SiO_4] \times [Si_2O_7]O(OH)$  является не клиноцоизитом, а цоизитом, а возможность существования в природе минералов состава  $Ca_2Fe_3[SiO_4] \times [Si_2O_7]O(OH)$  и  $Ca_2Mn_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$  ничем пока не подтверждена.

© В.И. Силаев, И.И. Голубева,  
В.Н. Филиппов, 2009

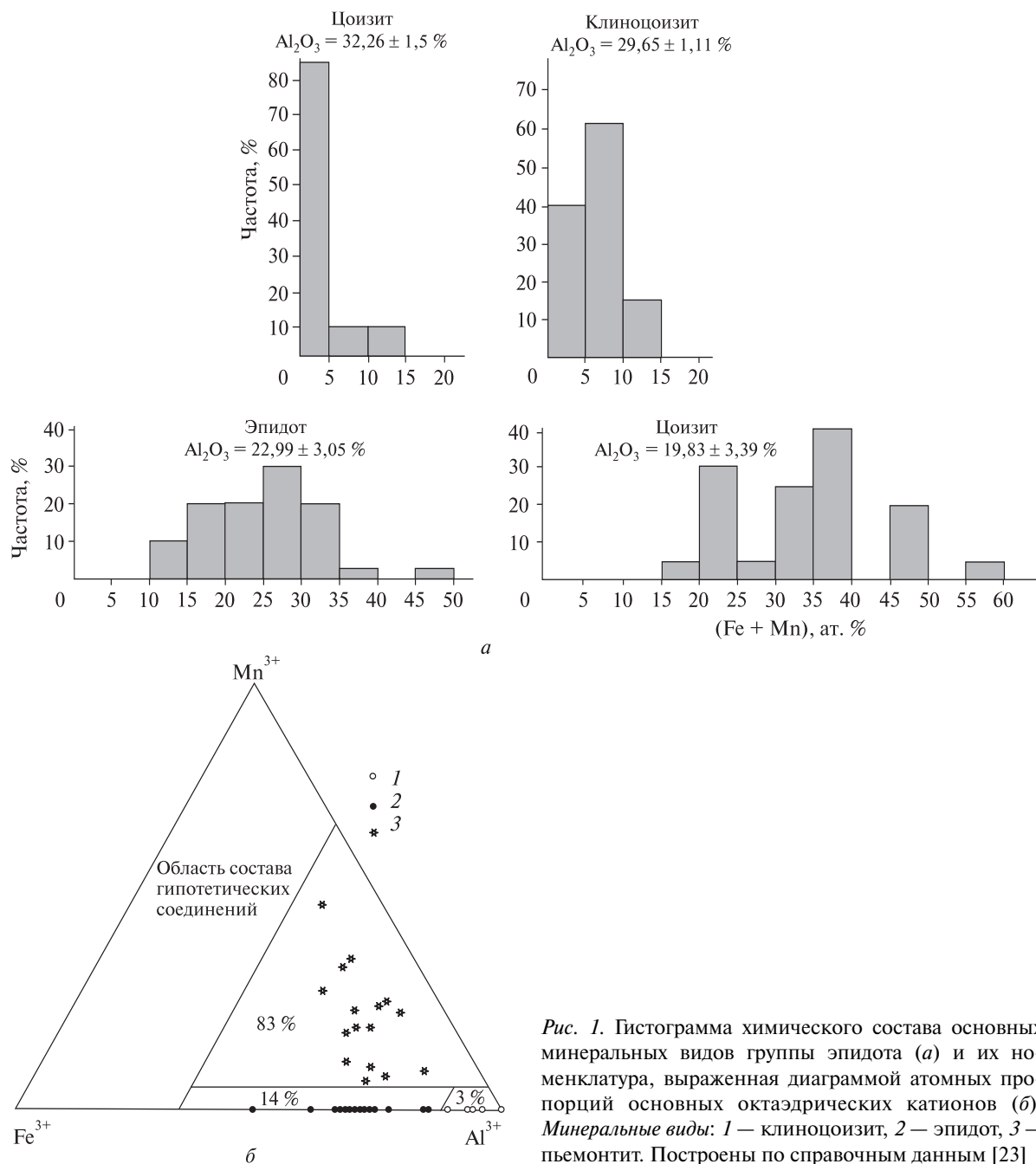


Рис. 1. Гистограмма химического состава основных минеральных видов группы эпидота (а) и их номенклатура, выраженная диаграммой атомных пропорций основных октаэдрических катионов (б). Минеральные виды: 1 — клиноцоизит, 2 — эпидот, 3 — пьмонтит. Построены по справочным данным [23]

Гораздо более приемлемой оказалась другая номенклатура [3, 29, 34, 41, 44, 54], в рамках которой большинству минеральных видов в группе эпидота приписывается смешанный состав октаэдрических катионов: клиноцоизиту — Ca<sub>2</sub>Al<sub>3</sub>[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH), эпидоту — Ca<sub>2</sub>(Al<sub>2</sub>Fe)[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH), пьмонтиту — Ca<sub>2</sub>(Al<sub>2</sub>Mn)[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH). Кроме того, в ней предусмотрено выделение разновидностей, в названии которых добавляют приставки "ферри-" или "мангани-", а также разновидностей, различающихся изоморфными при-

месями к ионам кальция и получающих в название так называемые уточнители Левинсона. Однако при всей своей привлекательности и этот вариант, разработанный специалистами КНМ ММА, также не лишен фундаментальных пороков.

Во-первых, в упомянутой номенклатуре для клиноцоизита вновь предлагается формула Ca<sub>2</sub>Al<sub>3</sub>[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH), хотя издавна известно, что переход от ромбического цоизита, которому как раз и принадлежит выше указанная формула, к моноклинному клиноцоизиту

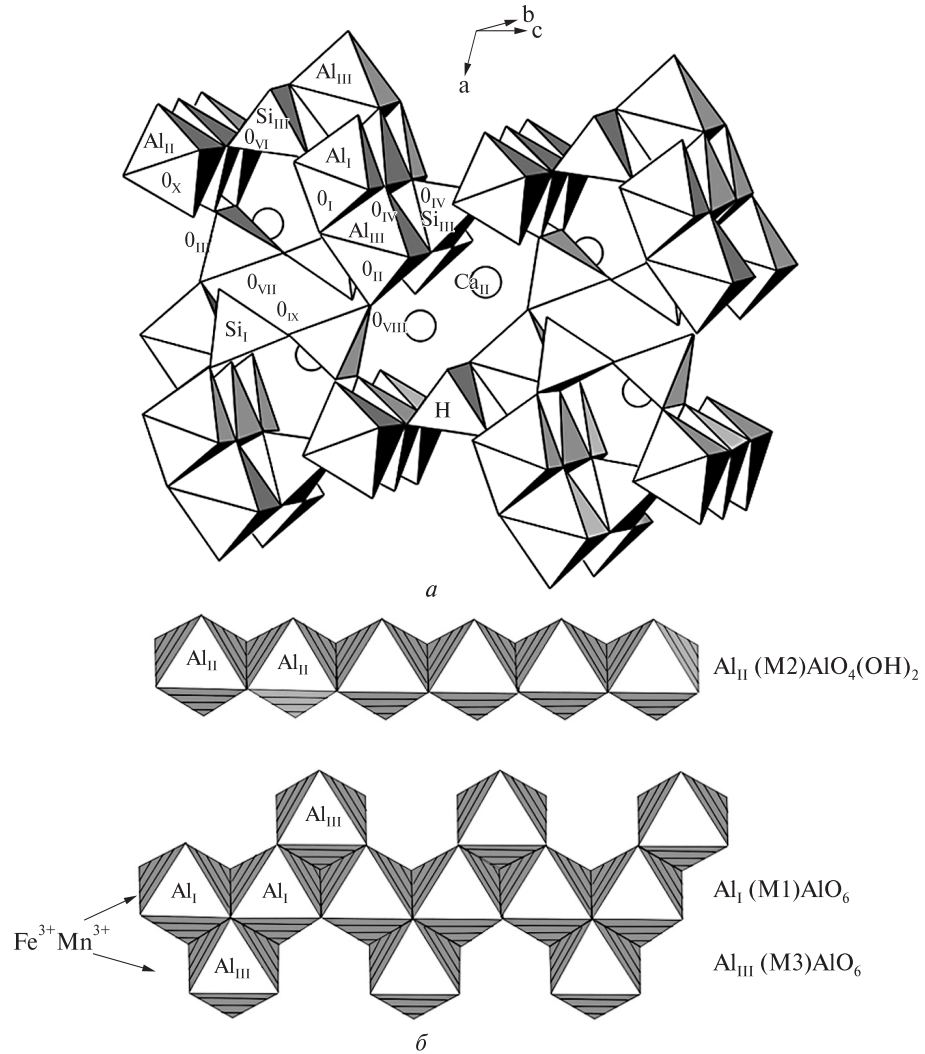


Рис. 2. Модель кристаллической структуры клиноцоизита (а) и схема заселения в ней октаэдрических позиций *M* (б), по У.А. Долласе [46]

происходит только с появлением в структуре соответствующего минерала трехвалентных ионов железа, что не согласуется с выше приведенной формулой.

Во-вторых, эпидоту в официальном документе КНМ ММА приписывается формула  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$ , хотя в действительности она скорее соответствует клиноцоизиту. Если же принять сторону специалистов Комиссии, то следует вообще отказаться от понятия "клиноцоизит" и согласиться с очевидно ошибочной петрологической традицией использования термина "эпидот" в качестве общего определения минералов группы эпидота.

В-третьих, в номенклатуру включен минеральный вид "ферриэпидот" с формулой  $\text{Ca}_2\text{AlFe}_2[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$ . Однако приведенная формула отвечает лишь частному случаю предельно возможного обогащения минералов группы эпидота железом и поэтому ни-

как не соответствует минеральным видам переменного состава.

В-четвертых, предложенная номенклатура окончательно легитимизирует порочную практику отнесения к пьмонтиту минералов с любым, даже минимальным содержанием марганца, не учитывая при этом того общеизвестного факта, что марганецсодержащие минералы группы эпидота могут и практически всегда содержат некоторое количество железа. К какому же виду их относить в рамках официальной номенклатуры?

Очевидно, что упомянутые выше кристаллохимические номенклатуры основаны на понимании соответствующих минералов как моноклинных островных силикатов с частично сдвоенными через ребра кремнекислородными тетраэдрами, в промежутках между которыми располагаются ионы  $\text{Ca}^{2+}$  в координации VII и VIII [45, 46] или, по Н.В. Белову, в

координации VI и IX (рис. 2, а). Как известно, упомянутый эффект конденсации кремнекислородных тетраэдров определяется крупным размером межостровковых катионов кальция [4]. В целом же в такой структуре для катионов реализуются три типа позиций:  $A1^{VI}A2^{IX}M1^{VI}M2^{VI}M3^{VI}[T^{IV}O_4][T_2^{IV}O_7]O(OH)$ , ионный состав которых определяется следующим образом: **A1** —  $Ca^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $REE^{3+}$ ; **A2** —  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Pb^{2+}$ ; **M1** —  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ; **M2** —  $Al^{3+}$ ; **M3** —  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Ti^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cu^{2+}$ ; **T** —  $Si^{4+}$ .

Согласно современной теории, видовое разнообразие минералов в группе эпидота обусловлено различным заселением именно октаэдрических позиций *M* (рис. 2, б). Считается, что наиболее совершенные октаэдры **M2** ( $MeO_4(OH)_2$ ) образованы только ионами  $Al^{3+}$ , в несколько искаженных октаэдрах **M1** ( $MeO_6$ ) ионы  $Al^{3+}$  могут изредка замещаться более крупными ионами  $Fe^{3+}$  и  $Mn^{3+}$ , а в заселении наиболее искаженных октаэдров **M3** ( $MeO_6$ ) ионы алюминия, железа, марганца и других металлов участвуют почти на равных [3, 29, 34, 52]. Очевидно, что именно такая неравномерность распределения трехвалентных катионов по октаэдрическим позициям и лежит в основе кристаллохимической идентификации минеральных видов и основных разновидностей. Кроме того, существование дополнительных разновидностей в этой группе минералов обеспечивается, как уже отмечалось выше, изоморфными замещениями в структурных позициях *A1* и *A2*. В этом случае в относительно плотной позиции *A1* до 30 ат. % ионов кальция могут замещаться ионами  $Mn^{2+}$ ,  $V^{2+}$  и  $REE^{3+}$ , а в более рыхлой позиции *A2* — ионами  $Sr^{2+}$  и  $Pb^{2+}$  [15, 42, 47–50, 52].

Наиболее сложной проблемой систематики минералов группы эпидота является место в ней марганцевых видов и разновидностей, объединяющихся в настоящее время под крайне неконкретным определением "пьемонтит". Открытие И.И. Голубевой на Полярном Урале нового проявления такой минерализации и результаты изучения образцов, близких к голотипу настоящего пьемонтита [51], открывают возможность для существенного уточнения и детализации кристаллохимической номенклатуры всей этой группы минералов [30, 31].

Выявленная на Полярном Урале минерализация находится в верховьях р. Средняя Кок-

пела в поле развития апоэффузивных зеленых сланцев моллюдовожской свиты позднепротерозойского возраста (Лемвинская структурно-формационная зона). Упомянутая минерализация приурочена к субвулканическому телу кислых эффузивов яйюского комплекса ( $C_3-P_2$ ), в строении которого участвуют как порфиоровые, так и афировые разности. Породы с порфиоровой структурой характеризуются сургучно-красным цветом и содержат множество видимых невооруженным глазом вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата, общее содержание которых достигает 10 об. %. Под микроскопом в таких эффузивах выявляются флюидальная текстура и отчетливые признаки дробления фенокристаллов. Фрагменты последних нередко оказываются разобщенными вдоль направления реологического течения породы с образованием своеобразных "дорожек". Афировые разности эффузивов имеют скрытокристаллическое сложение и по внешнему облику напоминают яшму. Для них характерны массивная текстура и молочно-белый до кремового цвет. По химическому составу рассматриваемые породы отвечают риодацитам и риолитам с несколько повышенной щелочностью, мас. %:  $SiO_2$  — 72,24–83,74;  $TiO_2$  — 0,08–0,28;  $Al_2O_3$  — 7,79–12,89;  $Fe_2O_3$  — 0,1–5,26;  $FeO$  — 0,09–0,36;  $MnO$  — 0–0,21;  $MgO$  — 0,04–0,91;  $CaO$  — 0,17–1,6;  $Na_2O$  — 0,6–4,48;  $K_2O$  — 0,79–8,26. Из-за наложенного окварцевания в некоторых разностях эффузивов содержание кремнезема повышается до 82 мас. %. Валовое содержание марганца даже в минерализованных вулканитах лишь незначительно превышает кларковый уровень.

Марганцевая минерализация выявлена в обеих разностях риолитов, обнаруживаясь по своеобразному малиново-красному цвету. Ее состав как "пьемонтитовый" был первоначально диагностирован под микроскопом по высокому рельефу соответствующего минерала, его "эпидотовой" интерференционной окраске и характерному плеохроизму в желтых и сиренево-розовых цветах. В порфиоровых риолитах этот минерал образует тонкозернистую вкрапленность, сгущающуюся на участках окварцевания и альбитизации. Кроме того, он наблюдается в виде пылевидных частиц, тонко рассеянных или собранных в тончайшие линзочки, вытянутые вдоль флюидальности породы. На участках окварцевания зерна "пье-

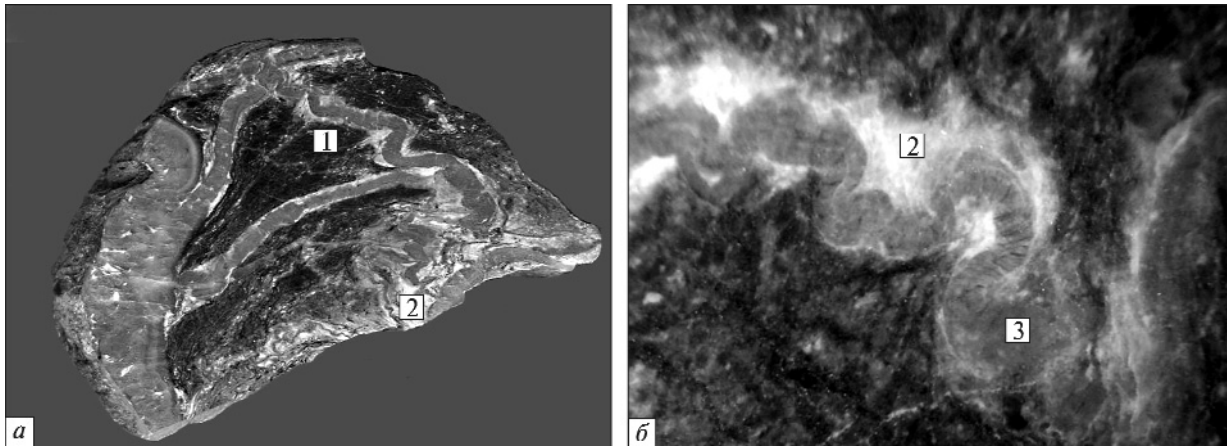


Рис. 3. Микроплойчатые прожилки марганцевой минерализации на участках окварцевания и альбитизации в риолитах: а — общий вид; б — под бинокляром. 1 — риолит, 2 — альбит-кварцевые агрегаты, 3 — "пьемонтит"

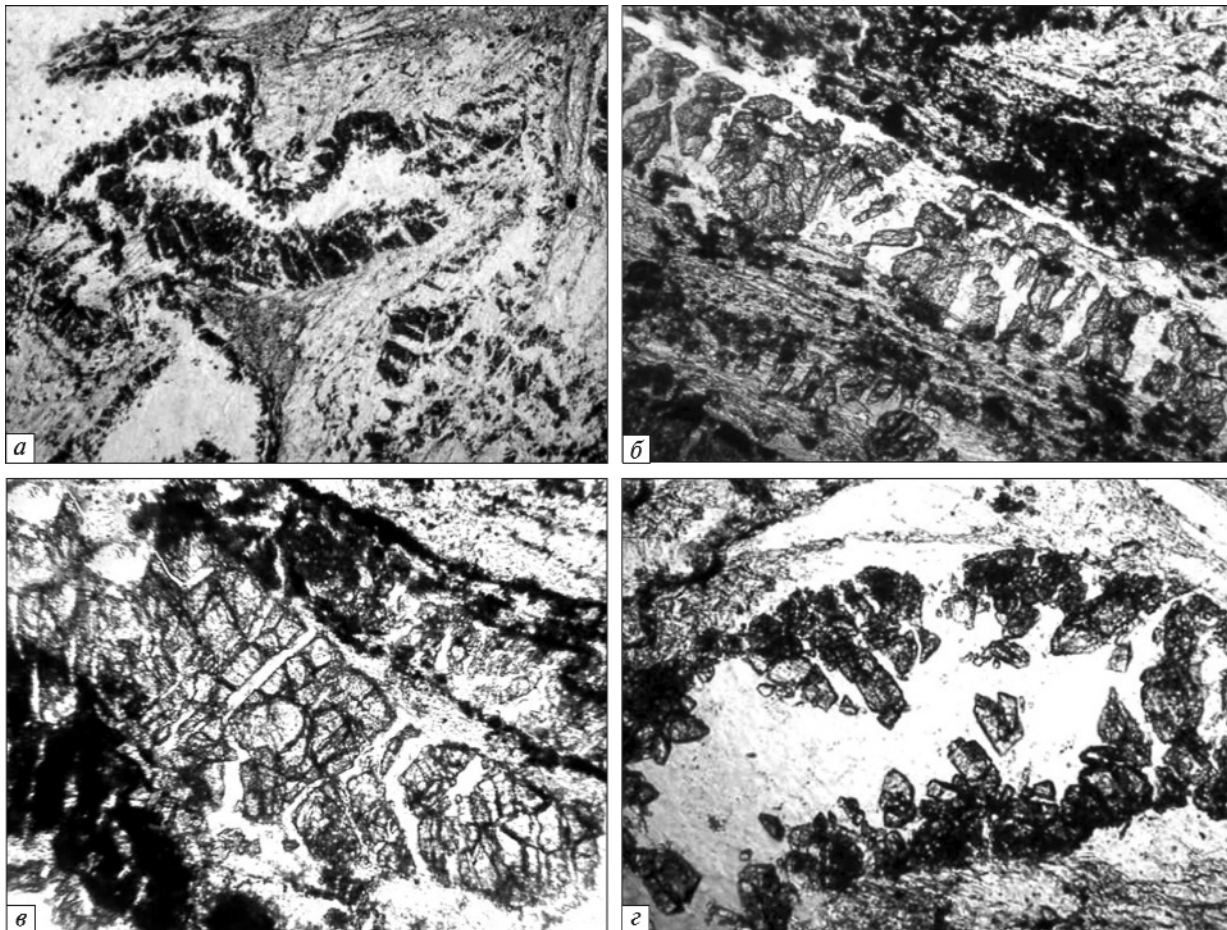


Рис. 4. Рейд-тектонические деформации кварц-"пьемонитовых" прожилков в окварцованных риолитах: а — общий вид (темное — прожилки); б, в — внутреннее строение под микроскопом (серое в прожилках — "пьемонтит"); г — параллельно-шестоватый агрегат "пьемонтита" (темно-серые кристаллы) на локальном участке растяжения

монтита" укрупняются до 0,2 мм, сосредотачиваясь в пloyчатые прожилки, смятые в птгматитовые микроскладки нагнетания (рис. 3). Под микроскопом в таких прожилках выявляется все многообразие структур хрупко-плас-

тической "реидной" деформации (рис. 4, а—в), образование которых объясняется объемным твердофазным течением горных пород в зонах динамометаморфизма [12, 43]. В этом отношении особенно показательным сочетанием хруп-

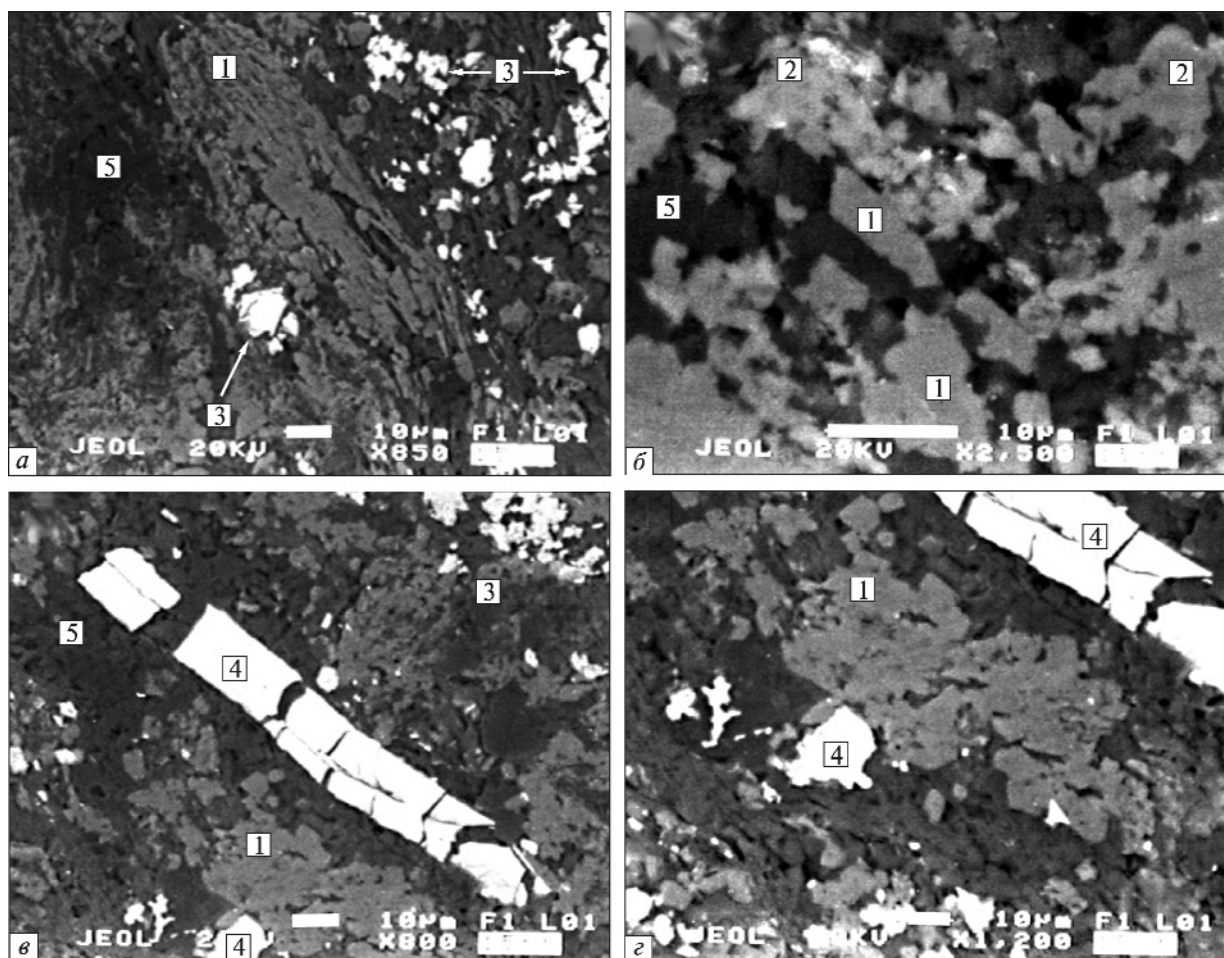


Рис. 5. "Пьемонтитовый" микропарагенезис в омарганцованных риолитах: 1 — "пьемонтит", 2 — титанит, 3 — гематит, 4 — циркон, 5 — кварц, альбит. РЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов

ких и пликативных деформаций с параллельно-шестоватыми агрегатами (рис. 4, з), указывающими на кристаллизацию, по крайней мере, части "пьемонтита" в условиях локальных растяжений, всегда реализующихся в зонах смятия [25].

Происхождение марганцевой минерализации мы предположительно связываем с процессами наложенного на риолиты эпигенетического минералообразования. Об этом в частности свидетельствует наличие в "пьемонтите" газово-жидких включений, состав которых был исследован С.Н. Шаниной на газовом хроматографе "Цвет-800", соединенном с пиролитической приставкой. Согласно полученным данным, общее содержание флюидной фазы в исследуемом минерале достигает 1900–2000 мкг/г. В ее состав входят, мкг/г (в скобках — % от общей массы): CO — 34,9 (1,84); CO<sub>2</sub> — 81,56 (4,29); H<sub>2</sub>O — 1769 (93,14); CH<sub>4</sub> — 2,67 (0,14); C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> — 4,2 (0,22); C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> —

0,79 (0,04); (C<sub>3</sub>H<sub>6</sub> + C<sub>3</sub>H<sub>8</sub>) — 5,19 (0,27); C<sub>4</sub>H<sub>8</sub> — 0,5 (0,03); C<sub>4</sub>H<sub>10</sub> — 0,43 (0,03). Следовательно, полярноуральский "пьемонтит" кристаллизовался из водного раствора с небольшой концентрацией растворенных в воде углекислых и углеводородных газов.

В парагенезисе с исследуемым минералом установлены кварц, альбит, гематит, циркон, титанит и апатит (рис. 5). Слюды представлены алюмоселадонитом, среднему составу которого отвечает эмпирическая формула K<sub>0,95</sub>(Fe<sub>0,34</sub>Mg<sub>0,19</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>0,55</sub>Al<sub>1,46</sub>[Si<sub>3,55</sub>Al<sub>0,45</sub> × O<sub>10</sub>](OH)<sub>1,98</sub>. Титанит характеризуется несколько необычным химизмом, мас. %: SiO<sub>2</sub> — 33,67–33,85; TiO<sub>2</sub> — 33,79–35,1; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 3,36–3,56; CaO — 27,14–28,14; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1–1,22; K<sub>2</sub>O — 0–0,28. Пересчет этих данных приводит к формуле (Ca<sub>0,96–0,99</sub>K<sub>0–0,01</sub>) × (Ti<sub>0,84–0,85</sub>Al<sub>0,12–0,13</sub>Fe<sub>0,02–0,03</sub>)<sub>0,93–0,99</sub> × [Si<sub>0,484–0,485</sub>(OH)<sub>0,15–0,16</sub>], из которой следует, что рассматриваемый минерал является

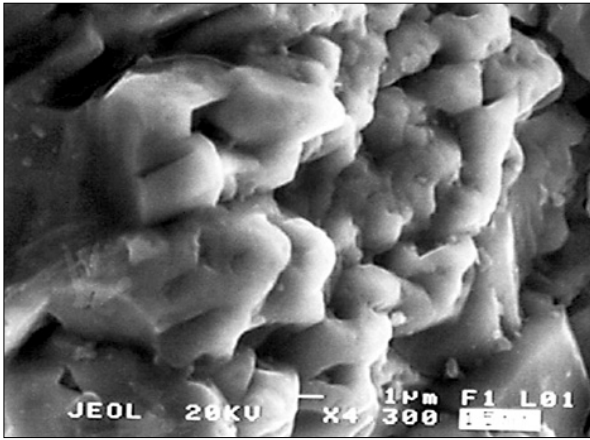


Рис. 6. Моноклинно-призматические формы исследуемого "пьемонтита". РЭМ-изображения в режиме вторичных электронов

ся твердым раствором: в титаните около 15 мол. % вюаньтита  $\text{CaAl}[\text{SiO}_4](\text{OH})$ . Выявленный в парагенезисе с "пьемонтитом" апатит тоже имеет своеобразный состав, мас. %:  $\text{CaO} - 1,95-4,97$ ;  $\text{SrO} - 0-1,4$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5 - 31,32-35,28$ ;  $\text{As}_2\text{O}_3 - 3,93-4,85$ ;  $\text{SiO}_2 - 1,95-4,97$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0-0,96$ . Из приведенного следует, что в рассматриваемом апатите имеется существенная примесь ферморита (или джонбаумита), бритолита и стронциоапатита. Эмпирическая формула такого минерала имеет вид  $(\text{Ca}_{10-10,02}\text{Sr}_{0-0,14})_{10-10,16} [(\text{P}_{4,62-5,29} \times \text{As}_{0,42-0,51}\text{Si}_{0,34-0,87})_6\text{O}_{24}](\text{OH})_{1,17-2,23}$ .

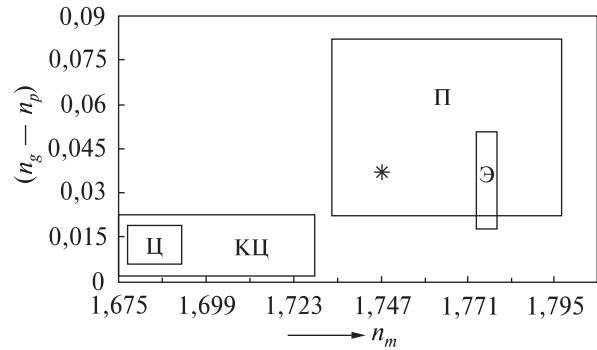


Рис. 7. Оптические критерии диагностики цоизита (Ц) и минералов группы эпидота: клиноцоизита (КЦ), эпидота (Э), пьемонтита (П). Звездочкой показано положение точки исследуемого минерала

Изученный нами "пьемонтит" представлен преимущественно неправильными удлиненными зернами, размер которых широко варьирует от 5 до 150 мкм, возрастая по мере увеличения содержания и пространственного сгущения. В РЭМ на некоторых участках минерализованных риолитов выявляются удлиненные моноклинно-призматические формы, более всего характерные, как известно, именно для клиноцоизита (рис. 6).

Оптические свойства исследуемого минерала были определены доцентом кафедры полезных ископаемых Санкт-Петербургского государственного университета С.Н. Бритвиным. Согласно его данным, этот минерал и по пока-

Таблица 1. Рентгенодифракционная диагностика полярноуральского "пьемонтита"

Исследуемый минерал				Эталоны						hkl
Обр. 1		Обр. 2		Клиноцоизит		Эпидот		Пьемонтит		
d, Å	I, у. е.	d, Å	I, у. е.	d, Å	I, у. е.	d, Å	I, у. е.	d, Å	I, у. е.	
5,00	25	5,01	27	5,01	24	5,03	26	5,03	28	$10\bar{2}$
3,48	35	3,48	30	3,47	27	3,49	32	3,5	35	$21\bar{1}$
3,19	58	3,19	89	3,2	17	Не обн.		Не обн.		210
Не обн.		Не обн.		Не обн.		2,92	20	" "		$30\bar{2}$
2,9	100	2,896	100	2,89	100	2,906	100	2,91	100	$11\bar{3}$
2,814	11	2,814	32	2,79	37	2,82	40	2,84	39	020
Не обн.		Не обн.		2,75	18	2,75	18	Не обн.		211
2,683	51	2,681	41	2,68	25	2,695	31	2,7	31	0,13
2,65	20	Не обн.		2,67	17	2,68	17	2,67	17	300
Не обн.		" "		2,63	17	2,66	19	2,68	23	120
2,595	49	2,592	40	2,59	38	2,6	43	2,6	46	$31\bar{1}$
2,398	49	2,402	44	2,40	25	2,4	30	2,41	30	$31\bar{3}$
Не обн.		Не обн.		2,38	21	2,404	23	2,42	25	0,22
2,07	23	2,07	22	2,10	23	2,12	17	2,13	17	221
1,39	15	1,382	14	1,39	25	1,41	22	1,42	21	040

П р и м е ч а н и е. \* Данные приведены по интернет-базе рентгеноструктурных данных [www — Mincrust](http://www-Mincrust) [54].

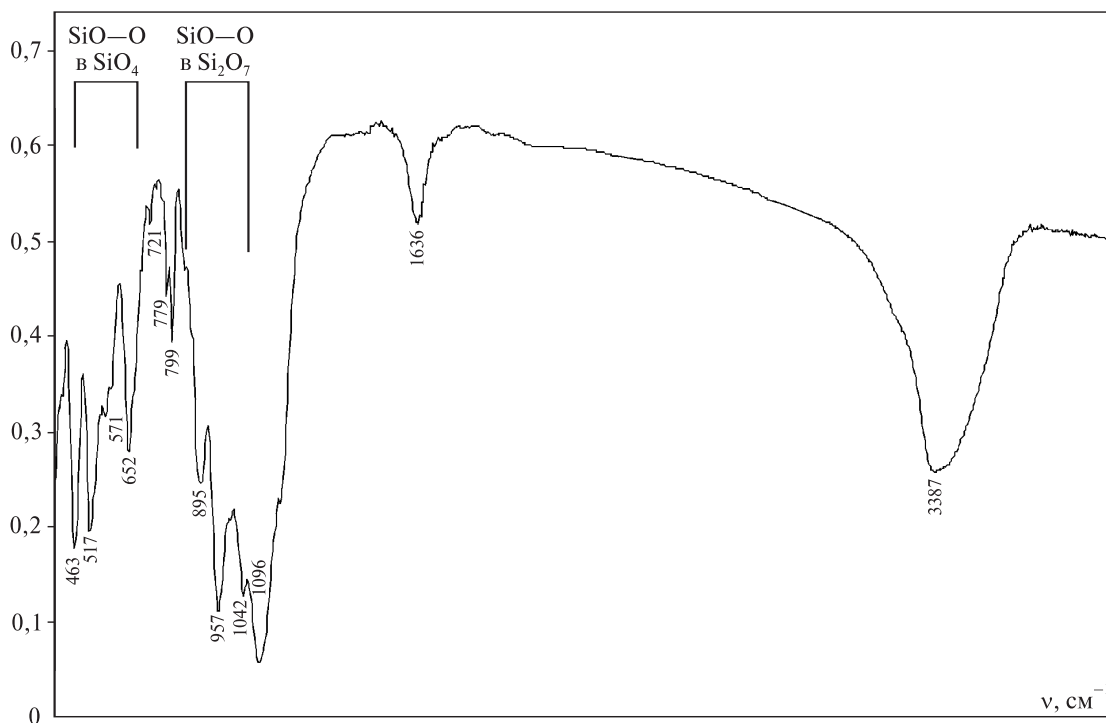


Рис. 8. Спектр ИК-поглощения в исследуемом "пьемонтите"

зателю преломления, и по величине двупреломления соответствует справочным данным для пьемонтита (рис. 7). Более точную диагностику проводили с помощью рентгеноструктурного метода. Использовали рентгеновский дифрактометр *XRD-6000 Shimadzu* (фильтрованное (Ni)  $\text{CuK}\alpha$  излучение,  $I = 30$  ма,  $U = 40$  kV, шаг сканирования  $0,02^\circ$  угла  $2\theta$ , скорость съемки 2 град/мин). Полученные результаты показывают, что практически все дифракционные рефлексы исследуемого минерала тождественны отражениям клиноцоизита, заметно отклоняясь от таковых для эпидота и пьемонтита (табл. 1). Рассчитанные по дифрактометрическим данным параметры элементарной ячейки также оказались близкими к эталонным именно для клиноцоизита:  $a_0 = 8,86 \pm 0,09$ ;  $b_0 = 5,63 \pm 0,005$ ;  $c_0 = 10,13 \pm 0,07$  Å. Однако при этом обращает на себя внимание тот факт, что исследуемый минерал характеризуется большей на 0,7–0,75 % величиной параметра  $b_0$ . Последнее может быть связано с замещением в октаэдрических структурных позициях мелких ионов  $\text{Al}^{3+}$  более крупными ионами  $\text{Fe}^{3+}$  и особенно  $\text{Mn}^{3+}$ .

Как известно, важная информация об изоморфных замещениях в структурных позициях  $M$  минералов группы эпидота содержится в

спектрах ИК поглощения [2, 8, 18–20, 33]. В нашем случае соответствующие спектры были получены на Фурье-спектрометре ФТ-02 "Инфралюм" фирмы "Люмекс". При этом использовались масляные суспензии. Полученные спектры состоят, прежде всего, из двух характерных серий хорошо разрешенных полос, обусловленных деформационными колебаниями химических связей Si–O в тетраэдрах  $\text{SiO}_4$  и диортогруппах  $\text{Si}_2\text{O}_7$  (рис. 8). Кроме того, в этих спектрах имеются полосы деформационных ( $1636 \text{ см}^{-1}$ ) и валентных ( $3387 \text{ см}^{-1}$ ) колебаний связей O–H в гидроксил-ионах. Вся совокупность ИК-спектроскопических данных характеризует исследуемый минерал как клиноцоизит. При этом он по положению основных полос оптического поглощения достаточно определенно отличается от настоящего пьемонтита [31].

Химический состав полярноуральского клиноцоизита мы исследовали на сканирующем электронном микроскопе *JSM-6400*, оснащенный спектрометрами фирмы "Link" (программное обеспечение *ISIS 300*) и "Microspec". Полученные результаты (табл. 2) свидетельствуют, что этот минерал действительно является существенно марганцевым. Содержание в нем  $\text{MnO}_{\text{общ}}$  колеблется от 0,29 до 7 мас. %.

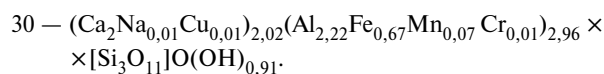
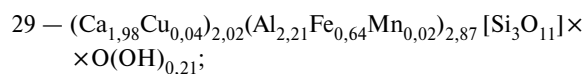


Таблица 2. Химический состав марганцевого клинцоизита из риолитов Полярного Урала, мас. %

Номер п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO <sub>общ</sub>	MgO	CuO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	37,73	He обн.	22,18	He обн.	He обн.	12,47	1,47	He обн.	He обн.	23,3	He обн.	He обн.	97,15
2	37,5	" "	23,16	" "	" "	10,47	1,81	" "	" "	24,63	" "	" "	97,57
3	36,27	1,48	21,66	" "	" "	9,44	3,73	" "	" "	24,29	" "	" "	96,87
4	40,03	He обн.	24,64	" "	" "	12,51	0,73	" "	" "	21,77	" "	" "	99,68
5	39,09	" "	24,4	" "	" "	9,27	3,78	0,6	" "	18,51	" "	3,1	98,75
6	38,28	" "	23,18	" "	" "	11,86	1,34	He обн.	" "	21,84	" "	He обн.	96,5
7	39,37	" "	23,51	" "	" "	7,93	6,04	" "	" "	22,15	" "	" "	99
8	37,96	" "	23,77	" "	" "	11,39	0,44	" "	" "	24,66	" "	" "	98,22
9	38,52	" "	23,83	" "	" "	11,82	0,75	" "	" "	22,72	" "	" "	97,64
10	40,29	" "	25,78	" "	" "	10,92	1,02	" "	" "	21,87	" "	" "	99,88
11	39,44	" "	27,29	" "	" "	7,69	1,1	" "	" "	24,48	" "	" "	100
12	38,36	" "	22,13	" "	" "	7,78	6,91	" "	" "	22,88	" "	0,52	98,58
13	39,31	" "	24,27	" "	" "	11,30	1,59	" "	" "	22,25	" "	He обн.	98,72
14	40,23	" "	24,6	" "	" "	10,84	1,24	" "	" "	22,74	" "	" "	99,65
15	39,35	" "	22,59	" "	" "	12,33	0,66	" "	" "	22,79	" "	" "	97,72
16	38,43	" "	24,03	" "	" "	10,45	1,72	" "	" "	23,27	" "	" "	97,9
17	38,22	" "	22,11	" "	" "	12,92	1,72	" "	" "	24,47	" "	" "	99,44
18	38,16	" "	24,11	" "	" "	9,68	2,05	" "	" "	23,47	" "	" "	97,47
19	35,4	" "	23,46	" "	" "	11,19	2,5	" "	" "	23,59	" "	" "	96,14
20	39,34	" "	24,67	" "	0,68	10,05	2,29	" "	" "	22,07	" "	" "	99,1
21	39,07	" "	25,03	" "	0,64	9,07	2,44	" "	" "	23,1	" "	" "	99,35
22	37,94	" "	22,13	" "	0,73	8,43	5,78	" "	" "	23,31	" "	" "	98,32
23	39,68	" "	24,29	" "	1,2	11,14	2,16	" "	" "	21,37	" "	0,27	100,11
24	38,05	" "	24,15	" "	He обн.	10,15	1,4	" "	" "	23,00	" "	He обн.	96,75
25	38,71	0,16	25,07	0,11	" "	11,22	0,34	0,2	0,51	23,81	0,14	" "	100,27
26	38,7	He обн.	24,71	0,01	" "	11,04	1,28	He обн.	0,33	23,92	He обн.	" "	99,99
27	38,56	0,08	26,73	He обн.	" "	8,92	0,78	" "	0,51	24,5	" "	0,05	100,13
28	38,16	0,12	23,49	" "	" "	12,37	0,88	0,06	0,23	24,69	" "	He обн.	100
29	39,57	0,07	24,78	" "	" "	10,2	0,29	He обн.	0,66	24,33	0,09	" "	99,99
30	39,11	0,08	24,61	" "	" "	10,45	1,06	0,02	0,22	24,37	0,09	" "	100,01

Эмпирические формулы:

- 1 — Ca<sub>1,95</sub>(Al<sub>2,03</sub>Fe<sub>0,81</sub>Mn<sub>0,1</sub>)<sub>2,94</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>0,72</sub>;  
 2 — Ca<sub>2,07</sub>(Al<sub>2,13</sub>Fe<sub>0,68</sub>Mn<sub>0,12</sub>)<sub>2,93</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>0,93</sub>;  
 3 — Ca<sub>2,12</sub>(Al<sub>2,07</sub>Fe<sub>0,64</sub>Mn<sub>0,26</sub>)<sub>2,97</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,15</sub>;  
 4 — Ca<sub>1,84</sub>(Al<sub>2,29</sub>Fe<sub>0,82</sub>Mn<sub>0,05</sub>)<sub>3,16</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,16</sub>;  
 5 — (Ca<sub>1,54</sub>Mg<sub>0,07</sub>K<sub>0,31</sub>)<sub>1,92</sub>(Al<sub>2,23</sub>Fe<sub>0,6</sub>Mn<sub>0,25</sub>)<sub>3,08</sub> × [Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>]O(OH)<sub>1,08</sub>;  
 6 — Ca<sub>1,9</sub>(Al<sub>2,21</sub>Fe<sub>0,8</sub>Mn<sub>0,09</sub>)<sub>3,1</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>]O(OH)<sub>1,1</sub>;  
 7 — Ca<sub>1,9</sub>(Al<sub>2,21</sub>Fe<sub>0,53</sub>Mn<sub>0,41</sub>)<sub>3,15</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,25</sub>;  
 8 — Ca<sub>2,13</sub>(Fe<sub>0,76</sub>Mn<sub>0,03</sub>Al<sub>2,25</sub>)<sub>3,04</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,38</sub>;  
 9 — Ca<sub>1,86</sub>(Fe<sub>0,75</sub>Mn<sub>0,05</sub>Al<sub>2,14</sub>)<sub>2,94</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>0,54</sub>;  
 10 — Ca<sub>1,84</sub>(Al<sub>2,38</sub>Fe<sub>0,71</sub>Mn<sub>0,07</sub>)<sub>3,16</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,16</sub>;  
 11 — Ca<sub>2,07</sub>(Al<sub>2,54</sub>Fe<sub>0,51</sub>Mn<sub>0,07</sub>)<sub>3,12</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,15</sub>;  
 12 — Ca<sub>1,93</sub>(Al<sub>2,05</sub>Fe<sub>0,51</sub>Mn<sub>0,46</sub>)<sub>3,02</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>0,92</sub>;  
 13 — Ca<sub>1,88</sub>(Al<sub>2,25</sub>Fe<sub>0,74</sub>Mn<sub>0,11</sub>)<sub>3,1</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>]O(OH)<sub>1,06</sub>;  
 14 — Ca<sub>1,88</sub>(Al<sub>2,23</sub>Fe<sub>0,7</sub>Mn<sub>0,08</sub>)<sub>3,01</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>0,79</sub>;  
 15 — Ca<sub>2,03</sub>(Al<sub>2,08</sub>Fe<sub>0,8</sub>Mn<sub>0,05</sub>)<sub>2,93</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>0,85</sub>;  
 16 — Ca<sub>1,97</sub>(Al<sub>2,23</sub>Fe<sub>0,69</sub>Mn<sub>0,11</sub>)<sub>3,03</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,03</sub>;  
 17 — Ca<sub>2,16</sub>(Al<sub>2,15</sub>Fe<sub>0,89</sub>Mn<sub>0,12</sub>)<sub>3,16</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,8</sub>;  
 18 — Ca<sub>1,97</sub>(Al<sub>2,22</sub>Fe<sub>0,63</sub>Mn<sub>0,14</sub>)<sub>2,99</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>0,91</sub>;  
 19 — Ca<sub>2,04</sub>(Al<sub>2,22</sub>Fe<sub>0,75</sub>Mn<sub>0,17</sub>)<sub>3,14</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,5</sub>;  
 20 — (Ca<sub>1,83</sub>Ce<sub>0,02</sub>)<sub>1,85</sub>(Al<sub>2,25</sub>Fe<sub>0,65</sub>Mn<sub>0,15</sub>)<sub>3,05</sub> [Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] × O(OH)<sub>0,87</sub>;  
 21 — (Ca<sub>1,93</sub>Ce<sub>0,02</sub>)<sub>1,95</sub>(Al<sub>2,3</sub>Fe<sub>0,59</sub>Mn<sub>0,16</sub>)<sub>3,05</sub> [Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] × O(OH)<sub>1,07</sub>;  
 22 — (Ca<sub>1,98</sub>Ce<sub>0,02</sub>)<sub>2</sub>(Al<sub>2,06</sub>Fe<sub>0,56</sub>Mn<sub>0,38</sub>)<sub>3</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,02</sub>;  
 23 — (Ca<sub>1,68</sub>K<sub>0,03</sub>Ce<sub>0,03</sub>)<sub>1,74</sub>(Al<sub>2,09</sub>Fe<sub>0,68</sub>Mn<sub>0,13</sub>)<sub>2,9</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] × O(OH)<sub>0,21</sub>;  
 24 — Ca<sub>2,04</sub>(Al<sub>2,36</sub>Fe<sub>0,7</sub>Mn<sub>0,1</sub>)<sub>3,16</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] O(OH)<sub>1,56</sub>;  
 25 — (Ca<sub>1,98</sub>Na<sub>0,02</sub>Mg<sub>0,02</sub>Cu<sub>0,03</sub>)<sub>2,05</sub> (Al<sub>2,28</sub>Fe<sub>0,72</sub>Mn<sub>0,02</sub>) × Cr<sub>0,01</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>3,04</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>]O(OH)<sub>1,21</sub>;  
 26 — (Ca<sub>1,99</sub>Cu<sub>0,02</sub>)<sub>2,01</sub>(Al<sub>2,25</sub>Fe<sub>0,71</sub>Mn<sub>0,08</sub>)<sub>3,04</sub> [Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] × O(OH)<sub>1,14</sub>;  
 27 — (Ca<sub>2,04</sub>Cu<sub>0,03</sub>)<sub>2,07</sub>(Al<sub>2,45</sub>Fe<sub>0,58</sub>Mn<sub>0,05</sub>)<sub>3,08</sub> [Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>] × O(OH)<sub>1,38</sub>;  
 28 — (Ca<sub>2,08</sub>Mg<sub>0,01</sub>Cu<sub>0,01</sub>)<sub>2,1</sub>(Al<sub>2,17</sub>Fe<sub>0,81</sub>Mn<sub>0,06</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>3,05</sub> × [Si<sub>3</sub>O<sub>11</sub>]O(OH)<sub>1,36</sub>;



Установленные малые примеси могут быть предположительно связаны как с *M*, так и *A* структурными позициями (в скобках — частота встречаемости, %): **A1** — К (13), Na (10), Ce (13); **M3** — Ti (20), Cu (20), Mg (13), Cr (7).

Возможное присутствие в исследуемом клиноцоизите ионов двухвалентного марганца определяли с помощью метода ЭПР. При этом использовался радиоспектрометр *SE/X-2547* ("RadioPAN", Польша). Съемку проводили в X-частотном диапазоне с ВЧ модуляцией 100 кГц при комнатной температуре, мощность СВЧ поля составляла 7 мВт. Объектом исследования служили порошковые пробы полярно-уральского клиноцоизита и настоящего пьомонтита из эталонного для этого минерала месторождения [31]. В полученном В.П. Лютовым от красноцветного клиноцоизита спектре ЭПР были зафиксированы лишь широкие компоненты с характерными для  $\text{Fe}^{3+}$  значениями *g*-фактора — 2,82, 2,41, 2,27, 2,02.

В спектре ЭПР, полученном от настоящего пьомонтита, кроме упомянутых широких линий присутствовал узкий секстет линий с  $g = 2,00$ , который может быть уверенно приписан примесным ионам  $\text{Mn}^{2+}$  в структуре кальцита (рис. 9). Травление порошка такого пьомонтита в растворе HCl привело к исчезновению из ЭПР-спектра линий двухвалентного марганца. Таким образом, из приведенных спектрографических данных следует, что, если в исследованных нами минералах и имеются ионы  $\text{Mn}^{2+}$ , то они обусловлены только гетерофазными карбонатными включениями.

Статистический анализ показал, что между октаэдрическими катионами, заселяющими в структуре марганцевого клиноцоизита позиции *M*, существуют сильные корреляционные связи. Это, во-первых, отрицательная связь между  $\text{Al}^{3+}$ , с одной стороны, и  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Mn}^{3+}$ , с другой, а во-вторых, гораздо более слабая положительная связь между  $\text{Fe}^{3+}$

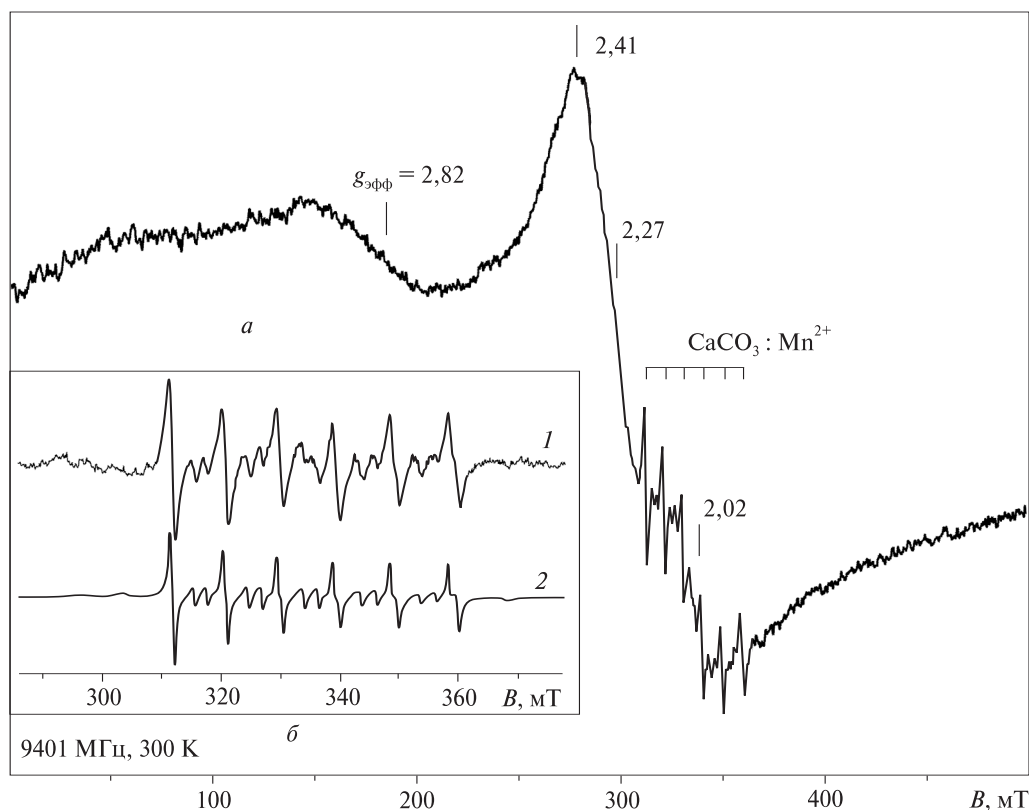


Рис. 9. Спектр ЭПР, полученный для настоящего пьомонтита: *a* — общий вид, *b* — укрупненный фрагмент спектра с секстетом линий ионов  $\text{Mn}^{2+}$  (1) в сопоставлении со спектром  $\text{Mn}^{2+}$  в кальците (2)

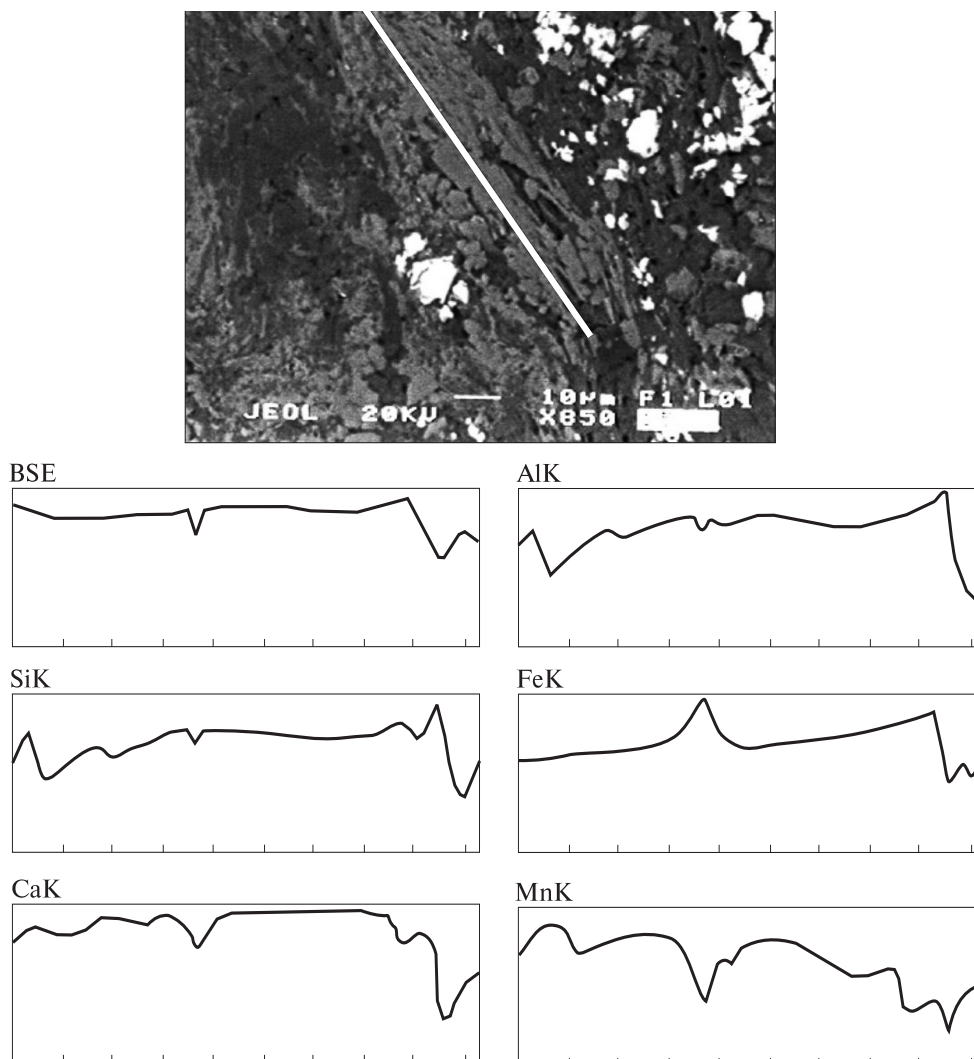


Рис. 10. Результаты линейного рентгеноспектрального сканирования зерна красноцветного марганцевого клиноцоизита

и  $Mn^{3+}$  (табл. 3). Полученные результаты подтверждаются и данными непосредственного рентгеноспектрального сканирования зерен (рис. 10). Описанные корреляционные связи свидетельствуют, что в структуре марганцевого клиноцоизита ионы  $Mn^{3+}$  изоморфно замещают как ионы  $Al^{3+}$ , так и ионы  $Fe^{3+}$ . Судя по значениям соответствующих коэффициентов парной корреляции, замещение алюминия происходит значительно интенсивнее, чем замещение железа. Именно этим мы и объясняем возникновение слабой положительной связи между алюминием и железом. Следовательно, можно предположить, что так называемая пьемонитовая (по В.С. Соболеву) схема катионного изоморфизма реализуется не непосредственным замещением ионов алюминия ионами марганца, а последовательно в соответ-

ствии с тенденцией возрастания ионных радиусов (в скобках значения  $r$ , Å, по Г.Б. Бокию и Н.В. Белову):  $Al^{3+}$  (0,57)  $\leftarrow$   $Fe^{3+}$  (0,67)  $\leftarrow$   $Mn^{3+}$  (0,70), то есть является цепной [32].

Таким образом, согласно рентгеноструктурным, спектроскопическим и рентгеноспектральным данным выявленный на Полярном Урале минерал является не пьемонтитом, а марганецсодержащим клиноцоизитом, составу которого отвечает эмпирическая кристаллохимическая формула  $(Ca_{1,54-2,16}Mg_{0-0,07} \times$

Таблица 3. Матрица коэффициентов парной корреляции катионов в марганцевом клиноцоизите

Ca	1		
Al	0	1	
Fe	0	0,24	1
Mn	0	-0,72	-0,49

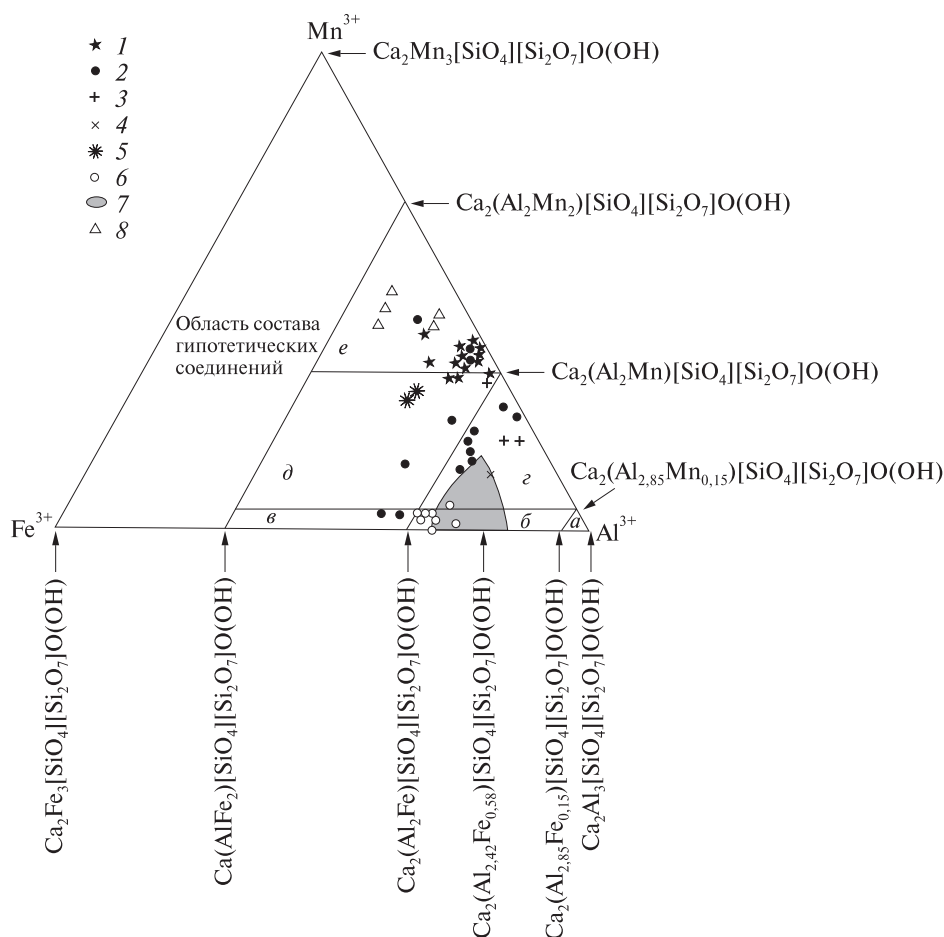


Рис. 11. Цоизит и минералы группы эпидота в рамках предлагаемой кристаллохимической номенклатуры. Поля минеральных видов: а — цоизит, б — клиноцоизит, в — эпидот, г — манганиклиноцоизит, д — манганиэпидот, е — пьемонтит. Фигуративные точки и поле состава конкретных минералов: 1 — настоящий пьемонтит из рудника Праборна [31]; 2–4 — "пьемонтиты" из южно- (2), полярно- (3) и приполярноуральских (4) проявлений [5–7, 9, 22, 26, 28, 37]; 5 — "пьемонтит" из экзоконтакта Малопаатокского гранитоидного массива на Приполярном Урале [24]; 6 — "пьемонтит" из кварцевых жил с черновитом на Приполярном Урале (данные авторов); 7 — исследованный авторами марганцевый клиноцоизит; 8 — алланит с "необычно высоким содержанием марганца" [34]

$\times Na_{0-0,02}K_{0-0,31}Cu_{0-0,04}Ce_{0-0,03})_{1,74-2,16} \times$   
 $\times (Al_{2,03-2,45}Fe_{0,51-0,89}Mn_{0,02-0,41})_{2,87-3,16} \times$   
 $\times [SiO_4][Si_2O_7]O(OH)_{0,21-1,8}$ . В усредненном виде эта формула может быть представлена как  $(Ca_{1,89}K_{0,01})_{1,91}(Al_{2,22}Fe_{0,69}Mn_{0,13})_{3,04} \times [SiO_4][Si_2O_7]O(OH)_{1,05}$ . Насыщенно-красная окраска минерала при относительно небольшом содержании марганца объясняется, очевидно, трехвалентным состоянием этого элемента. Как известно, вхождение в структуру примерно такого же количества ионов  $Mn^{2+}$  приводит к образованию лишь бледно-розовой окраски [11, 36, 38]. Для появления насыщенной "пьемонтитовой" окраски необходимо гораздо более сильное оптическое поглощение, которое могут обеспечить только электронные переходы в ионах  $Mn^{3+}$  [27, 40]. Важно также

отметить, что для получения эффекта "пьемонтитовой" окраски вовсе не требуется высокое содержание трехвалентного марганца. Известно, что розовато-красная окраска у мало-железистого клиноцоизита появляется уже при содержании в нем 0,03 мас. %  $MnO$  [13, 52].

Полученные нами данные вполне согласуются с кристаллохимической номенклатурой, основанной на идее последовательного заселения ионами  $Fe^{3+}$  и  $Mn^{3+}$  октаэдрических позиций в направлении  $M3$  (клиноцоизит)  $\rightarrow M1$  (эпидот, пьемонтит)  $\rightarrow M3$  (?). На основании этой идеи были проведены несложные расчеты и построена треугольная диаграмма, отражающая наш подход к классификации минералов группы эпидота. Мы предлагаем в этой группе выделять пять основных мине-

Таблица 4. Пределы содержания основных компонентов состава в цоизите и минералах группы эпидота, мас. %

Минеральный вид и разновидность	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
Цоизит	39,26—39,65	31,73—33,7	0—2,62	0—2,62	24,43—24,67
Алюмоклиноцоизит	38,22—39,26	26,22—31,73	0—9,87	0—2,62	23,78—24,43
Ферриклиноцоизит	37,27—38,22	21,12—26,22	7,32—16,56	0—2,58	23,19—23,78
Эпидот	35,16—37,27	9,96—21,12	13,98—31,25	0—2,48	21,87—23,19
Манганиклиноцоизит	37,27—39,26	21,12—31,73	0—13,98	2,48—16,39	23,19—24,43
Манганиэпидот	35,16—37,26	9,96—21,16	0—28,91	2,34—16,39	21,87—23,24
Пьемонтит	35,23—37,34	9,98—21,16	0—15,66	15,46—30,98	21,92—23,24

ральных видов, а именно клиноцоизит, эпидот, манганиклиноцоизит, манганиэпидот и пьемонтит, разграниченные по составу катионов в структурных позициях *M3* и *M1* (рис. 11). Кроме того, представляется целесообразным подразделить минеральный вид клиноцоизит на преимущественно алюминиевую (алюмоклиноцоизит) и преимущественно железистую (ферриклиноцоизит) разновидности. Пределы содержания основных компонентов состава упомянутых видов и разновидностей указаны в табл. 4.

Анализ устоявшихся представлений об относительной распространенности минералов группы эпидота в природе с позиций предлагаемой номенклатуры приводит к следующим выводам. Прежде всего, следует со всей определенностью заявить, что с кристаллохимической точки зрения наиболее распространенным минералом в этой группе является вовсе не эпидот, а клиноцоизит. Об этом свидетельствуют многие сводки данных о составе минералов группы эпидота [16, 17, 23, 35, 53] и наш опыт изучения разнообразных магматогенных, метаморфогенных и гидротермальных объектов на Урале. Не исключено, что именно подобный опыт послужил причиной того, что в наиболее поздней версии номенклатуры соответствующие минеральные виды было предложено объединить в subgroupу клиноцоизита, а определение "эпидотовая" было оставлено лишь для названия всей группы, объединяющей subgroupу клиноцоизита, алланита и долассита [3, 41]. Что же касается собственно эпидота в кристаллохимическом смысле, то он, возможно, вообще не является широко распространенным минералом, поскольку в позиции *M1* ионы алюминия имеют большое преимущество перед ионами трехвалентного железа.

Диагностика пьемонтита только по цвету является грубой ошибкой. Как показывают

расчеты, из всех выявленных на Урале "пьемонтитов", в том числе и "высокомарганцовистых", к собственно пьемонтиту могут быть отнесены не более 10 %. Остальные красноцветные минералы в действительности являются клиноцоизитом (в основном ферриклиноцоизитом), манганиклиноцоизитом и манганиэпидотом (рис. 11).

Современная база данных, включающая результаты исследований не только природных, но и синтетических минералов группы эпидота, не содержит анализов, лежащих за пределами Ca<sub>2</sub>(AlFe<sub>2</sub>)<sub>3</sub>[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH) и Ca<sub>2</sub>(AlMn)<sub>3</sub>[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH). Это же, вероятно, относится и к алланиту, наиболее марганцовистые образцы которого не выходят за границы поля состава пьемонтита. Кристаллохимической причиной такого факта, очевидно, является малая вероятность замещения ионов алюминия в позиции *M2*. Следовательно, попытки систематизации рассматриваемых минералов в координатах крайних членов Ca<sub>2</sub>Al<sub>3</sub>[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH) — Ca<sub>2</sub>Fe<sub>3</sub>[SiO<sub>4</sub>] × [Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH) — Ca<sub>2</sub>Mn<sub>3</sub>[SiO<sub>4</sub>][Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>]O(OH) сугубо схоластические.

Как показывает опыт, марганцевые виды минералов группы эпидота чаще всего появляются в составе продуктивных на марганец проявлений и месторождений [6, 7, 39, 51]. При этом, согласно экспериментальным данным [40, 50], обогащение минералов группы эпидота трехвалентным марганцем происходит только в окислительных условиях, возрастающая с увеличением *f*O<sub>2</sub>. Не исключено, что появление в природных объектах манганиклиноцоизита или манганиэпидота может свидетельствовать об эпигенетических процессах омарганцевания, а образование пьемонтита служит прямым индикатором наложенного марганцевого оруденения.

1. *Андреевко Э.Д.* О применении метода дисперсии двупреломления к изучению состава минералов ряда клиноцоизит-эпидот // Зап. ВМО. — 1972. — № 1. — С. 122—128.
2. *Андреевко Э.Д., Плюснина И.И.* О корреляции химического состава и ИК спектров минералов группы эпидота // Вестн. МГУ. Геология. — 1968. — № 4. — С. 104—110.
3. *Армбрусстер Т., Бонацци П., Акасака М. и др.* Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация) // Зап. ВМО. — 2006. — № 6. — С. 19—23.
4. *Белов Н.В.* Очерки по структурной минералогии. 55. Вторая глава кристаллохимии силикатов // Минерал. сб. Львов. геол. об-ва. — 1959. — № 13. — С. 23—52.
5. *Брусницын А.И., Балашова Ю.С., Гаврютченкова О.В. и др.* Самородная медь из марганцевых пород Бакуловского месторождения (Южный Урал) // Материалы IV Всерос. совещ. Т. III. — Миасс : Изд-во ИМИН УрО РАН, 2003. — С. 29—35.
6. *Брусницын А.И., Папчинская М.А., Нестеров А.Р.* Новые данные о Кусимовском марганцевом месторождении // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. — Миасс : Изд-во ИМИН УрО РАН, 2000. — С. 72—77.
7. *Брусницын А.И., Семкова Т.А., Жуков И.Г.* Пьомонит из Уразовского марганцевого месторождения (Южный Урал) // Уральская летняя минералогическая школа-97 : Материалы межвуз. конф. — Екатеринбург : Изд-во УГГА, 1997. — С. 213—215.
8. *Геворкьян С.В.* ИК-спектры минералов группы эпидота // Минерал. журн. — 1990. — 12, № 2. — С. 63—66.
9. *Григорьев В.В., Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С., Степанов А.Е.* Минералогия пьомонитсодержащих сланцев в верховьях реки Большой Харбей (Полярный Урал) // Литосфера. — 2006. — № 4. — С. 159—167.
10. *Дир У.И., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1. — М. : Мир, 1965. — 370 с.
11. *Долишный Б.В.* Розовый цоизит из Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. — 1985. — 284. — № 5. — С. 1226—1228.
12. *Жабин А.Г.* Текстуры деформации жесткого рудного тела // Геология и геофизика. — 1975. — № 2. — С. 72—85.
13. *Ильинский Г.А.* Розовый клиноцоизит из скарнов Зардалекского массива на Алтае // Минералогия и геохимия. — Л. : Изд-во ЛГУ, 1964. — Вып. 1. — С. 125—130.
14. *Йогансен А.* Определитель породообразующих минералов. — М.; Л. : Госнаучтехиздат, 1932. — 84 с.
15. *Каюпова М.М., Зайцева Р.И.* Стронциевый пьомонит и бémentит из месторождения Ушкатын III (Центральный Казахстан) // Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. — Алма-Ата : Наука, 1971. — С. 52—57.
16. *Кепежинская К.Б.* Определение состава минералов группы эпидота по их физическим свойствам // Докл. АН СССР. — 1969. — 185, № 4.
17. *Кепежинская К.Б., Хлестов В.В.* Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. — М. : Наука, 1971. — 310 с.
18. *Кориневский В.Г.* Магматический эпидот из габбро // Геология и геофизика. — 2008. — 49, № 3. — С. 214—220.
19. *Кузнецов Г.В., Силаев В.И., Польшин Э.В. и др.* Эпидот как индикатор рудоносности (спектроскопия и люминесценция) / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — Киев, 1988. — 29 с.
20. *Лазарев А.Н.* О спектроскопической идентификации групп  $Si_2O_7$  в силикатах // Кристаллография. — 1961. — 6, № 7. — С. 125—127.
21. *Ларсен Е., Берман Г.* Определение прозрачных минералов под микроскопом. — М. : Недра, 1965. — С. 415—422.
22. *Литошко Д.Н., Никитина В.Д.* Высокомарганцовистый пьомонит из метасоматитов Полярного Урала // Минералогическая кристаллография и свойства минералов. — Сыктывкар, 1984. — С. 110—112.
23. *Минераль:* Справ. Т. III, вып. 1. — М. : Наука, 1972. — С. 720—769.
24. *Онищенко С.А., Попов М.Я., Белова О.С., Онищенко Л.В.* Марганцевое оруденение в экзоконтакте Малопадокского гранитоидного массива (Вэраюское рудопроявление) // Петрология на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 4 : Материалы второго Всерос. петрогр. совещ. — Сыктывкар, 2000. — С. 117—119.
25. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. — Алма-Ата : Наука, 1970. — 216 с.
26. *Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П.* Марганцевая минерализация Учалинского медноколчеданного месторождения // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. — Миасс : ИМИН УрО РАН, 2000. — С. 78—82.
27. *Платонов А.Н.* Природа окраски минералов. — Киев : Наук. думка, 1978. — 264 с.
28. *Плетнев П.А.* Минералогия гондитов и метавулканитов прениит-пумпеллиитовой фации Учалинского колчеданного месторождения, Южный Урал // Уральская летняя минералогическая школа, Южный Урал. — Екатеринбург : УГГА, 1995. — С. 60—64.
29. *Семкова Т.А., Брусницын А.И.* К вопросу о номенклатуре марганецсодержащих минералов группы эпидота // Минералогические музеи : Материалы междунар. симп. — СПб. : Изд-во СПб. ун-та, 1998. — С. 113—114.
30. *Силаев В.И., Голубева И.И.* Полярноуральский манганклиноцоизит в связи с номенклатурой минералов группы эпидота // Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. — 2006. — № 2. — С. 3.
31. *Силаев В.И., Голубева И.И., Симакова Ю.С., Филиппов В.Н.* Настоящий пьомонит из рудника Праборна (Западные Альпы, Италия) // Там же. — № 8. — С. 2—5.

32. Силаев В.И., Удортатина О.В. Цепные схемы катионного изоморфизма в карбонатах как проявление нанометрической неоднородности минералов // Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. — СПб. : Наука, 2005. — С. 176—202.
33. Силаев В.И., Ширяева Л.Л., Никитина В.Д. Типоморфизм состава и инфракрасных спектров эпидота из рудных месторождений и рудопроявлений Полярного Урала // Минералогия, кристаллография и свойства минералов. — Сыктывкар, 1984. — С. 104—109.
34. Смольянинова В.Н., Наседкина В.Х. Ортит с необычно высоким содержанием марганца // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 6. — С. 149—154.
35. Хлестов В.В., Кекежинская К.Б. Группа эпидота // Фации метаморфизма / Под ред. В.С. Соболева. — М. : Наука, 1970. — С. 353—360.
36. Шабынин Л.И. О марганцевом цоизите Борзовского месторождения корунда на Урале // Зап. ВМО. — 1934. — Ч. 63, № 3. — С. 456—459.
37. Юдович Я.Э., Козырева И.В., Швецова И.В. и др. Марганцовистые редкоземельные стяжения в метаморфических сланцах на Приполярном Урале // Докл. РАН. — 2000. — 370, № 5. — С. 658—660.
38. Abrecht J. Pink zoisite from the Aar Massif, Switzerland // Miner. Mag. — 1981. — 44, No 333. — P. 45—49.
39. Akasaka M., Sakakibara M., Togani K. Piemontite from the manganese ore deposits in the Tokoro Belt, Hokkaido, Japan // Mineral. and Petrol. — 1988. — 38. — P. 105—116.
40. Anastasion P., Langer K. Synthesis and physical properties of piemontite  $\text{Ca}_2\text{Al}_{3-p}\text{Mn}^{3+}_p(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{SiO}_4\text{O}(\text{OH})$  // Contribs Mineral. and Petrol. — 1977. — No 60. — P. 225—245.
41. Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M. et al. Recommended nomenclature of epidote-group minerals // Eur. J. Mineral. — 2006. — 18. — P. 551—567.
42. Bonazzi P., Garbarino C., Menchetti S. Crystal chemistry of piemontites : REE-bearing piemontite from Monte Brugiana, Alpi Apuane, Italy // Ibid. — 1992. — 4. — P. 23—33.
43. Carey S.W. The Rhed concept in geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. — 1954. — 1. — P. 67—117.
44. Catti M., Ferraris G., Ivaldi G. On the crystal chemistry of strontian piemontites with some remarks on the nomenclature of the epidote 2group // Neues. Jahrb. Mineral. Mh. — 1989. — P. 357—366.
45. Dollase W.A. Refinement and comparison of the structure of zoisite and clinozoisite // Amer. Miner. — 1968. — 53. — No 11/12. — P. 1882—1887.
46. Dollase W.A. Crystal structure and cation ordering of Piemontite // Ibid. — 1969. — 54. — P. 710—717.
47. Ghose S., Tsang T. Ordering of  $\text{V}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  and  $\text{Fe}^{3+}$ -ions in zoisite,  $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$  // Science. — 1971. — 171. — P. 374—376.
48. Grapes R., Watanabe T. Al-Fe<sup>3+</sup> and Ca-Sr<sup>2+</sup> epidotes in metagrewacke-quartzite-feldspathic schist, Southern Alps, New Zealand // Amer. Miner. — 1984. — 64, No 5—6. — P. 490—498.
49. Jimenez-Millan J., Velilla N. Compositional variation of piemontites from different Mn-rich rock-types of the Iberian Massif (SW Spain) // Eur. J. Mineral. — 1993. — 5. — P. 961—970.
50. Keskinen M., Lion J.G. Stability relations of Mn-Fe-Al piemontite // J. Metam. Geol. — 1987. — 5. — P. 495—507.
51. Martin S., Godard G., Rebey G. The Subducted Tethys in the Aosta Valley (Italian Western Alps) // Field Trip Guide Book-BO2, 32<sup>nd</sup> Int. Geol. Congr. — Florence-Italy, 2004. — P. 1—38.
52. Mohri K., Matsumoto T., Kihara K. Mn-bearing pinkish epidote from Nakatatsu mine, Fukui prefecture // Sci. Repts Kanazawa Univ. — 1984. — 29, No 2. — P. 119—132.
53. Shikazono N. Compositional variations in epidote from geothermal areas // Geochem. J. — 1984. — 18, No 4. — P. 181—187.
54. <http://www.geo.vu.nl/users/ima-cnmmn/MINERALlist.pdf>

Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Поступила 26.09.2008

**РЕЗЮМЕ.** Досліджено конституцію марганцевого кліноцоїзиту, який відкрито на Полярному Уралі. На підставі узагальнення отриманих даних і раніше опублікованої інформації розроблений новий варіант кристалохімічної номенклатури мінералів групи епідоту.

**SUMMARY.** Constitution of manganese clinozoisite discovered in the Polar Urals has been investigated. A new variant of crystallochemical nomenclature of epidote group minerals has been developed on the basis of generalization of the data obtained and already published information.