

К. Б. Келешкинская

**СТАТИСТИЧЕСКИЙ
АНАЛИЗ
ХЛОРИТОВ
И ИХ
ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ТИПЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
И Н С Т И Т У Т Г Е О Л О Г И И И Г Е О Ф И З И К И
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е



К. Б. Кепежинская

СТАТИСТИЧЕСКИЙ
АНАЛИЗ
ХЛОРИТОВ
И ИХ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ТИПЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1965

На основании статистической обработки около 600 анализов хлоритов рассмотрены вопросы их изоморфизма и классификации.

Вычислены уравнения множественной регрессии в стандартизованном масштабе, позволившие установить степень влияния главных катионов на физические свойства. Выведены уравнения парной и множественной регрессии состав—свойства, с помощью которых со строгой оценкой можно вычислить состав по физическим свойствам.

Исходя из минеральных парагенезисов и состава пород выделены парагенетические типы хлоритов, для которых приведены средний химический состав и пределы его колебаний. Показана возможность применения дискриминантных функций для решения диагностической задачи—отнесения с определенной вероятностью единичного анализа хлорита в тот или другой парагенетический тип.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик В. С. СОБОЛЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Накопление большого фактического материала и развитие новых методов исследований ставят на очередь вопрос о пересмотре важнейших групп порообразующих минералов. Прежде всего стоит задача статистической обработки с использованием ЭВМ для выяснения связей между компонентами, физическими свойствами и т. д. Это позволит более правильно подойти к отбору пригодных для обобщения анализов и выделению отдельных типов.

Вторая задача, которая должна решаться в тесном единении с первой, — изучение закономерностей парагенезисов и выделение парагенетических типов на основе новых методов, получивших столь широкое развитие в науке, особенно благодаря трудам Д. С. Коржинского.

Соответствующие работы по отдельным вопросам уже начаты в минералогии. В Институте геологии и геофизики СО АН СССР поставлена задача более полного рассмотрения с этих точек зрения ряда групп минералов, прежде всего силикатов, и намечается издание ряда монографий с включением важнейшего фактического материала, что должно облегчить задачу дальнейшего его использования.

Первой такой монографией, уже вышедшей из печати, является работа Н. В. Соболева «Парагенетические типы гранатов». В связи с особенностями этой группы здесь меньше уделялось внимания вопросам углубленной статистической обработки и акцентировалось исследование парагенезисов.

Предлагаемая работа по хлоритам в гораздо большей степени касается вопросов статистики, что позволило по-новому подойти к уточнению представлений об изоморфизме, формуле хлоритов, а также к вычислению уравнений состав — свойства, которые могут заменить соответствующие графики. В области парагенезисов автор ограничивается главным образом выделением самих парагенетических типов, в меньшей степени касаясь соответствующих закономерностей в связи с особенностями материала по данной группе. Вместе с тем ряд типов

выделяется достаточно отчетливо, что в дальнейшем должно иметь не только теоретическое, но и практическое значение для использования хлоритов как спутников важнейших полезных ископаемых (медных руд, олова и др.).

Указанные обобщения являются первыми опытами такого рода, и подобные исследования продолжаются для других групп (амфиболы, пироксены, слюды и др.). Коллективы лабораторий метаморфизма и минералогии будут благодарны за все замечания по поводу этих работ.

В. С. Соболев

ВВЕДЕНИЕ

Вопросам детального изучения минералов переменного состава, выделения парагенетических групп уделялось много внимания в минералогии (Winchell, 1926, 1936; OrceI, 1927; В. С. Соболев, 1949; Чирвинский, 1953; Albee, 1962; В. С. Соболев, Е. А. Костюк, 1965; Н. В. Соболев, 1964 и др.).

Имеющийся к данному времени в минералогической литературе фактический материал, касающийся одной из таких важных групп породобразующих минералов, какими являются хлориты, требует критического рассмотрения.

Хлориты, самые характерные минералы фации зеленых сланцев, широко распространены в породах низкой ступени, и их детальное изучение в ряде случаев, особенно после экспериментальных работ по исследованию устойчивости хлоритов, может оказать существенную помощь при определении *PT*-условий образования пород данной фации и проведения нижней температурной границы регионального метаморфизма.

Хлорит — типоморфный минерал для некоторых важнейших типов месторождений полезных ископаемых. Так, например, совместно с серицитом, минералами каолиновой группы и гидрослюдами он относится к числу наиболее широко распространенных минералов хрусталеносных кварцевых жил.

Д. М. Шилин и В. П. Иванова (Шилин, Иванова, 1954) показали, что хлориты пьезокварцевых месторождений имеют определенный состав и отличаются от хлоритов других типов месторождений.

Новые результаты, полученные Е. И. Лавренко и Е. М. Лазько, позволили им высказать предположение, что промышленные хрусталеносные жилы содержат хлориты иного состава, чем жилы, не имеющие промышленного значения. Отмечая, что магнезиальный хлорит характерен только для нехрусталеносных кварцевых жил, они пишут: «Постоянство свойств хлорита, в том числе легко определяемых оптических свойств, дает в руки поисковиков и разведчиков дополнительный минералогический критерий для предварительной оценки вновь обнаруженных хрусталеносных кварцевых жил». Следовательно, изучение хлоритов пьезокварцевых и других месторождений, выяснение критериев их различия приобретает практический интерес, поскольку устанавливается, что состав хлоритов может служить косвенным поисковым признаком.

Академик С. С. Смирнов не раз подчеркивал важную роль железистых хлоритов в составе руд ряда оловянных месторождений. Он писал (Смирнов, 1948), что «железистые хлориты являются специфически характерными минералами для обширной группы оловянных месторождений, принадлежащих к так называемой «касситеритово-сульфидной формации», и не сомневался, что наличие их в северо-восточной или другой рудной провинции может и должно рассматриваться как важный поисковый критерий. Ценность последнего, по мнению Смирнова, увеличивают два обстоятельства. Хлориты, как правило, развиваются не только в пределах

рудных тел, но и во вмещающих рудные тела породах, образуя значительные ореолы хлоритизации, которые можно легко обнаружить даже в условиях плохой обнаженности. Не менее четверти всех подсчитанных к 40-м годам запасов олова СССР заключалось в «хлоритовых» месторождениях.

Хлориты — также одни из наиболее характерных минералов полиметаллических, медных, никелевых, железорудных, золотых, корундовых, хромитовых и других месторождений полезных ископаемых.

Все это и объясняет то большое внимание, которое уделялось и уделяется изучению хлоритов. Однако несмотря на то, что имеется много работ, касающихся этой группы минералов, многие вопросы окончательно не решены и нередко высказываются противоречивые взгляды.

В данной работе мы попытались рассмотреть вопросы изоморфизма, зависимости свойств от состава, определения состава по свойствам, классификации и выделения парагенетических типов хлоритов на основе литературных данных при помощи методов математической статистики. Специфические хлориты (донбасситы, Li-хлориты, Al-хлориты с двумя диоктаэдрическими слоями и др.) в статистическую обработку не включены из-за недостатка данных. Основные вычисления были проведены при помощи имеющихся программ * на ЭВМ в Вычислительном центре СО АН СССР.

Работа является частью большой темы «Минералогия Сибири», разрабатываемой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством академика В. С. Соболева. Автор выражает глубокую благодарность академику В. С. Соболеву за общее руководство работой, а также кандидатам геолого-минералогических наук Н. Л. Добрецову и В. В. Хлестову за консультации, которыми автор неоднократно пользовался.

* Краткая информация о программах для ЭВМ, использованных нами, имеется в статье А. Ф. Белоусова, Н. Л. Добрецова и др. (Белоусов и др., 1964).

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ФОРМУЛА ХЛОРИТОВ И МЕТОДИКА ОТБОРА АНАЛИЗОВ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Нам удалось собрать 600 анализов хлоритов из различных литературных источников.

Эмпирическая совокупность, которую составляют эти анализы, для строгой обработки должна удовлетворять следующим требованиям: 1) независимости и случайности, 2) достаточности и 3) достоверности. Предполагалось, что два первых требования удовлетворяются отбором (собираемый из разных мест материал анализировался разными авторами в различное время), поэтому в нашем случае в основном проверялась достоверность материала. Жесткость ограничений, накладываемых на анализы, была различной в зависимости от конкретных задач. Это объясняется тем, что не все приводимые анализы хлоритов сопровождаются данными о физических свойствах (оптические и рентгеноструктурные данные, удельный вес) и парагенетическими ассоциациями.

Для всех типов задач недостоверными считались прежде всего анализы, в которых:

- 1) не определялись ни H_2O^+ , ни потери при прокаливании;
- 2) не определялось FeO , но имеется значительное ($> 8\%$) содержание Fe_2O_3 ;
- 3) количество кремнезема в кристаллохимической формуле при пересчете на 18 постоянных кислорода превышало 4;
- 4) сумма была больше 101 или меньше 99%.

Кроме того, по причинам, изложенным в следующем разделе, из дальнейшего рассмотрения были исключены анализы хлоритов, имеющие значения коэффициента окисления * (f') > 45 атомн. % при суммарном содержании окисного и закисного железа > 15 (для подавляющего большинства анализов > 30) вес. %.

Дополнительные ограничения, накладываемые на анализы, рассматриваются при решении конкретных задач в каждой главе. Так, в данной главе недостоверными считались также те анализы, в которых сумма была больше 100,7% или меньше 99,5%.

Оставшиеся анализы использовались для решения вопросов о положении OH , Fe^{3+} , Cr^{3+} , $(\text{Na} + \text{K})$, Ca , Ti в структуре хлоритов при помощи статистического анализа.

Методы математической статистики применительно к задачам минералогии и геохимии с успехом применяли некоторые исследователи (Вистелиус, 1950, 1956; Potter et al., 1963; В. С. Соболев и Е. А. Костюк, 1965; Н. В. Соболев, 1964; Добрецов, Пономарева, 1964а, б и др.).

* Под коэффициентом окисления (Онтюев, 1956) мы понимаем отношение трехвалентного железа к сумме трех- и двухвалентного железа (в атомных процентах).

Предварительным шагом явилось построение и изучение гистограмм для каждого интересующего нас компонента. Основное внимание было уделено количественной оценке связей между содержанием отдельных ионов в хлоритах, а также связей между составом и физическими свойствами. Форма связи предполагалась линейной. Сила связи оценивалась коэффициентами корреляции.

Достоверность величины коэффициента корреляции определялась по формуле: $t = z \sqrt{n-3}$ (Урбах, 1963).

Считалось, что в случае $t > 1,96$ для признаков, распределенных по нормальному или близкому к нему закону, величина r (связь между двумя признаками) значима с вероятностью $> 95\%$. Значения $z = f(r)$ находились по специальным таблицам (Плохинский, 1961). Поскольку использование весовых процентных величин при статистической обработке может привести к ложной корреляции (Сарманов, Вистелиус, 1959; Chayes, 1960, 1962), для выявления связей применялись коэффициенты кристаллохимической формулы.

Из-за отсутствия единого мнения по вопросу вхождения щелочей, Са и Ti в хлориты эти катионы первоначально включались в кристаллохимическую формулу. Исходя из этих же соображений, воду пересчитывали особо, как это показано в разделе «Роль H_2O в хлоритах».

«ЖЕЛЕЗНЫЕ ОКСИХЛОРИТЫ»

Выделение группы «железистых оксихлоритов» основано, кроме всего прочего, на неоднородной (двухвершинной) кривой распределения коэффициента окисления (f'), построенной для 228 хлоритов, анализы которых

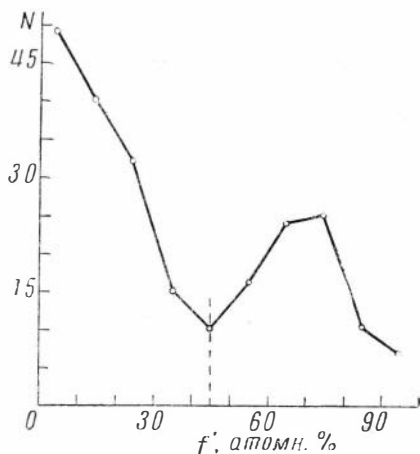


Рис. 1. Кривая распределения коэффициента окисления (f')

N — абсолютная частота

сопровождаются оптическими данными (рис. 1). Все хлориты разделяются на две группы, граница между которыми условно проводится по значению коэффициента окисления, равному 45 атомн. %. В первой группе распределение параметра коэффициента окисления приближается по форме к распределению Пуассона, во второй группе — к нормальному распределению*. Как показано в разделе «Положение Fe_2O_3 в хлоритах», Fe^{3+} входит в решетку хлоритов в ограниченном количестве. Следовательно, подавляющее большинство хлоритов имеет сравнительно низкий (f'), что и нашло свое отражение в распределении Пуассона.

Эти выделенные по значению (f') группы хлоритов отвечают определенным парагенетическим ассоциациям. Первая группа складывается обычными хлоритами (как 14 Å-хлоритами, так и 7 Å-хлоритами) разнообразного генезиса, в том числе и хлоритами из осадочных железорудных месторождений.

Вторая группа представлена хлоритами двух типов:

1) хлоритами с незначительной суммой двух- и трехвалентного железа ($\Sigma < 10\%$), но с $Fe_2O_3 \gg FeO$; эти хлориты ни по составу [кроме (f')],

* Менее наглядная, но сохраняющая основные черты кривая распределения данного параметра, получается для всех хлоритов.

ни по свойствам, ни по парагенезисам не отличаются от хлоритов первой группы; следовательно, они являются обычными хлоритами и оставлены для дальнейшего рассмотрения; можно предположить, что в них скорее всего переопределено Fe_2O_3 за счет FeO ;

2) хлоритами в основном из осадочных железных руд и осадочных пород; условно мы их назвали «железистыми оксихлоритами»; они обладают значительной суммой двух- и трехвалентного железа (обычно $> 30\%$) и повышенным содержанием трехвалентного железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$). Эти «оксихлориты» обычно цементируют железные руды и находятся в тесном срастании с окислами, гидроокислами и карбонатами железа.

Ниже мы попытались показать, что «железистые оксихлориты» отличаются от обычных не только по значению (f'), но и по оптическим данным и химическому составу.

В. С. Соболев (1949) подчеркнул, что наибольшее изменение показателя преломления связано с вхождением в минерал Fe_2O_3 и TiO_2 . Сильное влияние на него оказывает и FeO , причем 1% Fe_2O_3 повышает показатель преломления в 2—2,5 раза больше, чем 1% FeO . Отсюда можно сделать вывод, что на диаграмме зависимости Ng от ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) (рис. 2) точки для хлоритов, обладающих значительной суммой двух- и трехвалентного железа и высоким значением коэффициента окисления, должны лечь выше точек хлоритов, имеющих примерно такую же сумму, но более низкое отношение (f').

На диаграмме проведена линия регрессии, рассчитанная для обычных хлоритов ($n = 135$). Она соответствует уравнению:

$$Ng = 1,578 + 0,002(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3). \quad (1.1)$$

Изображена также 95%-ная доверительная зона регрессии. Так как нас интересует доверительная зона для результатов отдельных измерений $Ng_{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)}$, доверительный интервал рассчитывался по формуле (Урбах, 1963):

$$[t_q s_{y(x)}]_{x=\bar{x}} = t_q s_y \sqrt{\frac{n+1}{n-2}(1-r^2)}.$$

В данном случае он равен $1,617 \pm 0,017$. Подавляющее большинство точек железистых оксихлоритов ложится за пределами доверительной зоны регрессии обычных хлоритов и притом ниже, а не выше, как нужно было ожидать для обычных хлоритов с высокой суммой $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и большим значением коэффициента окисления. Кроме того, с вероятностью $> 99,9\%$ обычные хлориты отличаются от «железистых оксихлоритов» следующими связями Ng с составом: обычные хлориты $r_{Ng\text{Fe}^{2+}} = +0,9132$, $r_{Ng\text{Mg}} = -0,9446$, $r_{Ng\text{Al}^{\text{VI}}} = +0,354$; «железистые оксихлориты» $r_{Ng\text{Fe}^{2+}} = +0,153$ ($U \approx 7,66$)*; $r_{Ng\text{Mg}} = -0,3328$ ($U \approx 7,6$); $r_{Ng\text{Al}^{\text{VI}}} = -0,4434$ ($U \approx 5,1$)**.

* Критерием различия коэффициентов корреляции является (Урбах, 1963):

$$u_{z'-z''} = \frac{|z' - z''|}{\sqrt{\frac{1}{n' - 3} + \frac{1}{n'' - 3}}} > U_{\beta},$$

где

$$z = 1/2 \ln \frac{1+r}{1-r}. \quad U_{05} = 1,96.$$

** Здесь и в дальнейшем символы Al^{VI} , Fe^{2+} , Mg и другие в тексте означают величины соответствующих элементов кристаллохимической формулы, рассчитанной на 18 O^{2-} .

В табл. 1 приведены средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2 \sigma_{\bar{x}}$) главных катионов, ОН-групп, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости «железистых оксихлоритов».

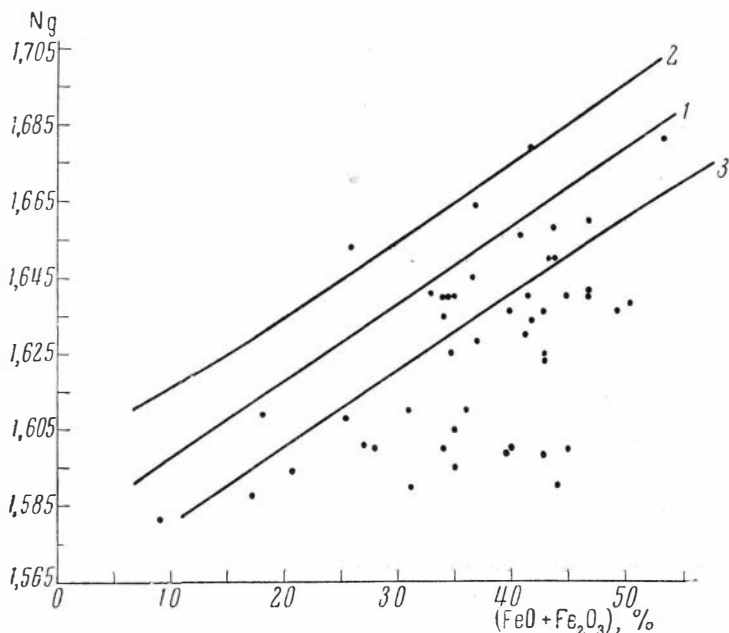


Рис. 2. Зависимость показателя преломления от суммарного содержания железа ($Fe_2O_3 + FeO$) в «железистых оксихлоритах»

1 — линия регрессии, отвечающая уравнению (1.1), 2 и 3 — границы 95%-ного доверительного интервала

Можно показать, что с вероятностью $> 95\%$ железистые оксихлориты по среднему значению суммы октаэдрических катионов и среднему содержанию Fe^{3+} (иногда по Fe^{2+} и Mg) отличаются от всех парагенетических типов хлоритов, описанных в главе 2, а также и от септохлоритов.

Таблица 1

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	ОН	$\Sigma_{o.k.}$	F	f
\bar{x}	3,04	0,96	1,20	2,11	0,98	0,91	7,17	5,23	78,65	61,67
$\bar{x} - 2\sigma_{\bar{x}}$	2,93	0,85	1,03	1,90	0,88	0,64	6,95	5,12	72,85	55,05
$\bar{x} + 2\sigma_{\bar{x}}$	3,15	1,07	1,37	2,32	1,08	1,18	7,39	5,34	84,45	58,29

Их особый состав (высокая железистость и резкое преобладание Fe^{3+} над Fe^{2+}) и несоответствие измеренного показателя преломления фактической общей железистости заставляют нас исключить их из дальнейшего рассмотрения, поскольку они, по-видимому, представляют собой особую группу, требующую дальнейшего изучения. Не исключена также возможность, что в некоторых случаях они представляют собой смеси хлоритового материала с оксидами и гидрооксидами железа.

Эта группа составлена по 55-ти анализам различных авторов. В нее входят следующие химические анализы: шамозит из диаспор-гематито-

вых руд Урала (Бевзенко, 1954); № 4 (Гершойг, 1949); стриговит Алапаевского месторождения (Кротов, 1936); № 47, 83, 274, анализ из табл. 1 и оба анализа из табл. 2 (Левина, 1939); образец 1376 (Рахманов, 1962); № 42, 60, 64, 76, 119, 121, 181, 195 (Сердюченко, 1953); С-45/1951, С-46/1951, С-109/1951, С-88/1952 (Сердюченко, 1960); плотный хлорит из штольни 29, хлорит из штольни 30 (Соколова, 1962; стр. 135); образцы № 4956, 807, 1129 (Ташинина, 1957); хлориты из цемента оолитовых руд под номерами 194, 558, 604, 628, 635, 646, 717, 774, 782, 786, 908, 929, 1050 и хлориты из оолитов под номерами 194, 558, 604, 628, 635, 646, 717, 782, 786, 929, 1050, а также тюрингит из слоя 5 шурфа 28 (Формозова, 1959); № 2125 (Сб. «Химические анализы...», 1964); № 140 (Orcel, 1927, стр. 371); № 21 (Phillips, 1963).

РОЛЬ H_2O В ХЛОРИТАХ

В соответствии с рентгеноструктурной формулой хлоритов $X_m Y_4 O_{10} (OH)_8$, в структуре хлоритовых минералов на четыре катиона (Si + Al) в тетраэдрических слоях должно приходиться 10 ионов кислорода и 8 ионов гидроксила.

Однако из расчета кристаллохимических формул видно, что число OH-групп колеблется и не равно постоянно 8.

Из обзора литературы по данному вопросу следует, что низкое значение H_2O^+ предшествующие исследователи объясняли в основном следующими причинами:

1) окислением FeO в Fe_2O_3 во время определения H_2O согласно реакции: $2 Fe(OH)_2 = 2 FeO (OH) + H_2$; эта реакция требует превращения одной группы OH в O для каждого иона Fe^{2+} , окисленного в Fe^{3+} (Foster, 1962);

2) вторичным окислением FeO в самой структуре без разрушения решетки минерала (Winchell, 1926, 1936; Holzner, 1938; Hey, 1954 и др.) с появлением кислорода;

3) эквивалентным замещением $O \rightarrow 2OH$ (Сердюченко, 1953), что противоречит постоянству кислорода в ячейке, если исходить из представлений о плотнейшей упаковке минералов;

4) наличием реликтов слюды (Половинкина, Иванова, 1953).

Самой общепринятой причиной объяснения недостатка OH-групп является реакция окисления двухвалентного железа с потерей гидроксила в самой структуре хлоритов, поэтому на ней остановимся подробнее.

Холцнер (Holzner, 1938) наблюдал, что обычно при $T = 300-400^\circ$ двухвалентное железо в хлоритах подвергается окислению без разрушения решетки. Баланс зарядов сохраняется превращением (OH) в O^{2-} для каждого окисленного иона Fe^{2+} . Этот процесс на рентгенограмме сопровождается изменением всех значений d и обычным ухудшением ясности определенных линий, что указывает на появление некоторой неупорядоченности.

При более высоких T ион OH, остающийся в решетке, может быть удален как вода, с частичным или полным превращением решетки в аморфное состояние или другое кристаллическое вещество. Эта картина наблюдается в железосодержащих каолиновых структурах при 500° , а в хлоритах в две стадии — при 550 и 700° , что соответствует дегидратации бруситового и талькового слоев.

Ю. Ир. Половинкина и В. П. Иванова, прокалив тюрингит, содержащий 31,95% FeO, в вакууме (0,05 мм рт. ст.) до 900° , определили содержание FeO после опыта; оно оказалось равным 14,42%. Больше половины железа окислилось даже в вакууме, как считают авторы, за счет кислорода, освобождающегося при дегидратации.

Однако условия всех этих опытов весьма далеки от природных условий образования хлоритовых минералов.

Существование реакции окисления как будто доказывается тем, что во многих хлоритах высокое содержание Fe_2O_3 сопровождается низким значением H_2O^+ . В этом случае многими авторами лучшее приближение к идеальной формуле хлорита достигалось тогда, когда Fe_2O_3 вначале пересчитывалось как эквивалентное ему количество FeO . Однако некоторые хлориты, которые имеют высокое содержание Fe_2O_3 , тем не менее обладают нормальным содержанием H_2O и дают нормальную формулу хлорита, когда Fe_2O_3 пересчитывается как таковое.

Мы попытались статистически проверить наличие такой реакции на 134 анализах хлоритов. Если реакция существует, то должна быть отрицательная связь между $\text{OH} < 8$ и коэффициентом окисления (f'). Графическим способом расчета коэффициента корреляции, предложенным А. Б. Вистелиусом (Вистелиус, 1956), был рассчитан коэффициент корреляции $r_{(\text{OH} < 8)f'}$, который оказался незначимым (+ 0,037).

Таким образом, существование реакции вторичного окисления в природных хлоритах не подтверждается статистически. Другие причины, которыми объясняли низкое значение OH , рассмотрены ниже.

Избыток групп OH больше 8 большинство исследователей рассматривали как адсорбционную воду, которая обусловлена либо примесями, либо недоопределением H_2O^+ . Температуры определения H_2O^- (100 или 110°) были установлены до разработки методов термического анализа. Изучение хлоритов и некоторых других минералов показывает, что адсорбционная вода H_2O^- продолжает выделяться до 500°. Таким образом, определение H_2O^- при 100 и 110° могло дать низкое значение H_2O^- и высокое значение H_2O^+ . В дальнейшем мы более подробно остановимся на причинах избытка воды.

Сначала при пересчете анализов мы приняли, что отклонения OH от теоретического содержания в ту и другую сторону вызваны действием множества факторов, среди которых нельзя выделить преобладающих. В расчет включалась только H_2O^+ , и в случае получения избытка OH -групп по сравнению с 8 при пересчете на 18 постоянных кислородов этот избыток не отбрасывался, а входил в формулу. На основе этих данных была составлена кривая распределения OH (рис. 3).

Если бы гипотеза была верна, то распределение OH не отличалось бы от нормального. Следовательно, возникает необходимость сравнения эмпирического распределения OH с теоретическим. Для этой цели были рассчитаны: средняя арифметическая эмпирического распределения (\bar{x}), среднее квадратичное отклонение (σ), частоты теоретического распределения и критерий χ^2 .

Рассмотрим возможную причину, приводящую к отклонению эмпирического распределения от нормального.

Фактическая величина $\chi^2 (26,2) > \chi_{0,999}^2 (22,5)$. Это означает, что распределение с вероятностью $> 99,9\%$ отличается от нормального.

Можно предположить, что это отличие обусловлено смешением двух распределений. Смешение двух распределений подтверждается нанесением рассчитанных накопленных частот на вероятностную бумагу (рис. 4), где масштаб накопленных частот рассчитан так, что соответствующие точки для нормального распределения ложатся на прямую линию.

В нашем случае прямая распадается на две линии, имеющие приблизительно одинаковый наклон, т. е. действительно смешаны два распределения с различными средними значениями OH , но с приблизительно равными средними квадратичными отклонениями ($\sigma_1 \approx \sigma_2$). Таким образом, гипотеза о том, что отклонения OH от теоретического значения обусловлены воздействием множества мелких факторов, не подтверждается.

В дальнейшем работа свелась к проверке двух гипотез:

- 1) недостаток ОН-групп обусловлен главным образом наличием слюдистых прослоев (и, возможно, некоторыми другими дополнительными причинами, например, наличием пирофиллита и других примесей);
- 2) избыток ОН связан с наличием адсорбционной воды.

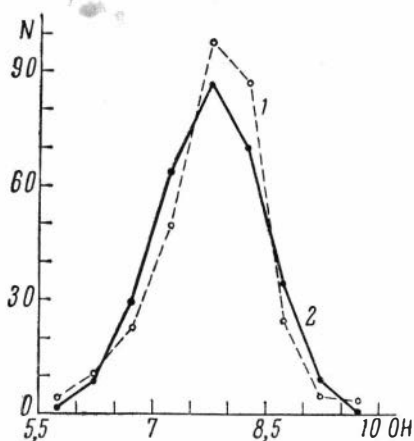


Рис. 3. Кривые распределения ОН-групп в хлоритах

1 — эмпирическая, 2 — теоретическая

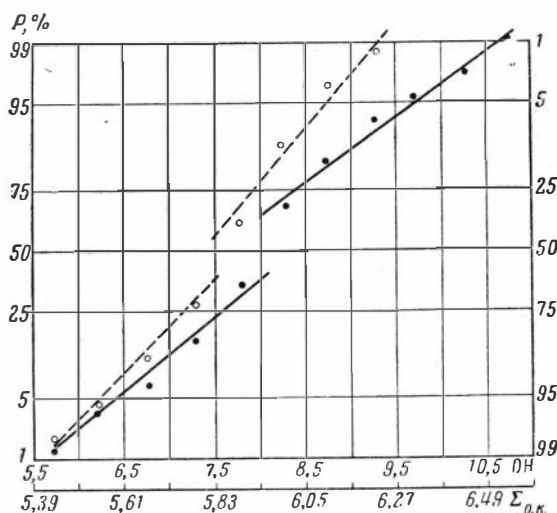


Рис. 4. Кривые распределения ОН-групп (сплошные линии) и суммы октаэдрических катионов (пунктирные линии), вычерченные на вероятностной бумаге (Хальд, 1956, стр. 115)

В связи с этим анализы, содержащие $\text{ОН} > 8$, были пересчитаны заново по методике, предложенной В. С. Соболевым, с отнесением избыточной воды в адсорбционную. Отдельно для анализов с недостатком воды ($\text{ОН} < 8$) и анализов с избытком воды были рассчитаны коэффициенты корреляции между химическим составом и свойствами. Правомерность такого пересчета и разделения подтверждается наличием различных связей (с вероятностью $> 95\%$) недостатка и избытка воды с составом.

Недостаток H_2O

Нами были рассчитаны коэффициенты корреляции между всеми катионами, а также показателем преломления и содержанием ОН-групп < 8 . В табл. 2 приведены только значимые коэффициенты корреляции ($t > 1,96$).

Таблица 2

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ²⁺	Mg	Ng	F*	Ca	Na + K
<i>r</i>	-0,3605	+0,304	-0,304	-0,3018	-0,2191	+0,2912	-0,2592	-0,3327	-0,3292	-0,3135
<i>t</i>	3,71	3,05	3,05	3,05	2,20	2,95	2,56	3,38	3,03	1,98
	<i>n</i> = 100								<i>n</i> = 83	<i>n</i> = 41

* Величина *F* — общая железистость (в атомн. %):

$$\frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{NiO}}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{NiO} + \text{MgO}} \cdot 100\%$$

Для установления истинных связей высчитаны некоторые частные коэффициенты корреляции по формуле:

$$r_{12/3} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{(1 - r_{13}^2)(1 - r_{23}^2)}}.$$

Они оказались равными: $r_{Al^{IV}OH/Fe^{2+}Fe^{3+}} = +0,3589$; $r_{Al^{VI}OH/Al^{IV}Fe^{3+}} = -0,4234$; $r_{OHFe^{2+}/Al^{IV}} = -0,3087$; $r_{OHf/Si} = -0,385$; $r_{OHNg/f} = +0,1688$; $r_{OHNg/Fe^{2+}} = +0,1683$; $r_{OHFe^{2+}/Fe^{3+}} = -0,1591$. Три последних частных коэффициента корреляции незначимы. Таким образом, устанавливается отчетливая отрицательная связь недостатка OH только с Si, Al^{VI}, Fe³⁺, Na + K и Ca.

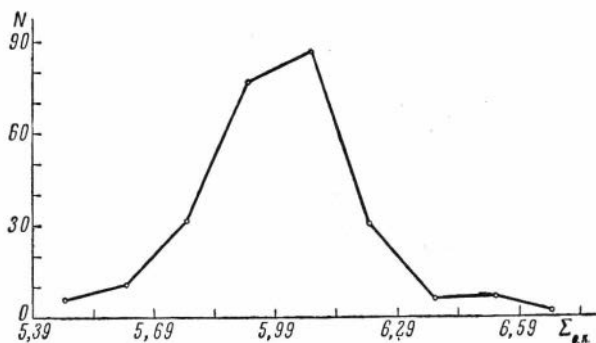


Рис. 5. Кривая распределения суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o,k}$) в хлоритах

Поскольку известно, что в случае $OH < 8$ сумма октаэдрических катионов ($\Sigma_{o,k}$) увеличивается по сравнению с теоретическим содержанием, равным 6, а в случае $OH > 8$ $\Sigma_{o,k} < 6$, рассмотрим кривую распределения $\Sigma_{o,k}$ (рис. 5). Дополнительно, как и для OH, вычисленные накопленные частоты наносились на вероятностную бумагу (рис. 4). Рассматривая гистограмму и линии на вероятностной бумаге, мы видим, что и здесь смешаны два распределения, причем $\bar{x}_1 < 6$, а $\bar{x}_2 > 6$.

Для избытка суммы октаэдрических катионов имеем следующие значимые связи: $r_{(\Sigma_{o,k} > 6)(OH < 8)} = -0,8346$; $t = 9,22$; $n = 60$; $r_{(\Sigma_{o,k} > 6)(Na + K)} = +0,4072$; $t = 2,00$; $n = 24$.

Коэффициент корреляции избытка суммы октаэдрических катионов с недостатком OH приближается к единице; следовательно, причины, обуславливающие недостаток OH, порождают избыток $\Sigma_{o,k}$.

Пересчитав слюды на формулу хлорита, мы убеждаемся, что в них Si, Al, Fe³⁺ и $\Sigma_{o,k}$ больше, чем в хлоритах, а OH гораздо меньше. Следовательно, полученные связи подтверждают гипотезу о том, что недостаток OH-групп и избыток $\Sigma_{o,k}$ обусловлены главным образом примесью слюд в хлоритах. Это также подтверждается обширными минералогическими наблюдениями.

Интересно отметить, что для 57 хлоритов, в которых $Al^{VI} > Al^{IV}$, получается отрицательная связь между OH и разностью алюминия в шестерной и четверной координациях (ΔAl): $r_{OH(\Delta Al)} = -0,3438$. Однако в этой же выборке связь между (ΔAl) и щелочами отсутствует. Следовательно, отрицательная связь между OH и ΔAl подтверждает предположение, сделанное в начале раздела, о том, что одной из причин недостатка OH в хлоритах может быть пирофиллит.

Недостаток ОН имеет также отрицательную связь с Са, который [как показано в разделе «Положение Са, (Na + К) в хлоритах»] в решетку хлорита скорее всего не входит. Поэтому наличие любых примесей, не содержащих воду или содержащих ее, но в меньших количествах, чем хлориты, будет вызывать отклонение ОН-групп от теоретического содержания в сторону уменьшения.

Избыток H_2O

В случае получения $ОН > 8$, этот избыток, как описано выше, пересчитывался на адсорбционную воду ($H_2O_{пзб}$) по методике В. С. Соболева. Мы исходили из гипотезы, что наличие примесей, содержащих H_2O больше, чем хлориты, например, монтмориллонита, опала, гидроокислов железа (а возможно, и межслоевой воды?), может дать избыточную воду по сравнению с теоретическим содержанием.

Коэффициенты корреляции значимых связей избытка воды приведены в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

	Si	Al ^{IV}	Fe ³⁺	$\Sigma_{o.k.}$	ΔNg^*
<i>r</i>	+0,3571	-0,3497	+0,3907	-0,3952	-0,4658
<i>t</i>	2,49	2,42	2,73	2,49	3,38

$$n = 47$$

Для установления действительных связей были вычислены частные коэффициенты корреляции: $r_{H_2OSi/Fe^{3+}} = +0,48$; $r_{H_2OFe^{3+}/Si} = +0,50$; $r_{H_2O\Sigma_{o.k.}/Fe^{3+}} = -0,23$. Последняя связь незначима, т. е. $\Sigma_{o.k.}$ связана с $H_2O_{пзб}$ лишь потому, что $H_2O_{пзб}$ в свою очередь связана с Fe^{3+} .

Таким образом, устанавливается положительная связь H_2O с Si (отрицательная — с Al^{IV}) и Fe³⁺ и отрицательная связь избытка H_2O с ΔNg , что подтверждает нашу гипотезу.

Краткие выводы

Статистическая проверка гипотез, объясняющих колебания числа ОН-групп по сравнению с теоретическим содержанием, равным 8, показала, что недостаток ОН обусловлен главным образом присутствием слюд, а также, возможно, другими примесями — пирофиллитом, кальцитом и пр., а избыток — наличием адсорбционной воды, которая, возможно, получается за счет монтмориллонита и гидроокислов железа.

Анализы хлоритов, содержащие при пересчете на 18 постоянных кислородов число ОН-групп больше 9 или меньше 7, считаются некачественными и из дальнейшего рассмотрения исключаются. В оставшихся анализах в случае получения $ОН > 8$ этот избыток пересчитывался на адсорбционную воду.

ПОЛОЖЕНИЕ Fe_2O_3 В ХЛОРИТАХ

Винчелл (Winchell, 1926, 1936), Холцнер (Holzner, 1938), Хей (Hey, 1954) и другие исследователи рассматривали Fe_2O_3 в хлоритах как результат вторичного окисления FeO. Дшанг (Dschang, 1931) показал воз-

* Величина ΔNg представляет собой разницу между измеренным показателем преломления и показателем преломления, вычисленным согласно уравнению регрессии: $Ng = 1,579 + 0,001 F$.

возможность окисления некоторых высокожелезистых ортохлоритов при нагревании в воздухе без изменения кристаллической структуры. Однако Халлимонд (Hallimond, 1939) считал, что по крайней мере часть Fe_2O_3 может быть действительно первичным компонентом хлоритов, но до последнего времени имеется тенденция не считать Fe_2O_3 в хлоритах изоморфным компонентом.

В последнее время Фостер (Foster, 1962) пришла к следующим выводам. Сравнительно немногие хлориты имеют одинаковое количество Al^{IV} и Al^{VI} , как предполагается в идеальном случае; большая часть хлоритов имеет Al^{VI} больше или меньше, чем Al^{IV} . В хлоритах с низким содержанием Al^{VI} какой-то другой трехвалентный катион, обычно Fe^{3+} , а иногда Cr^{3+} , замещает Al^{VI} , чтобы сообщить достаточный положительный заряд октаэдрическому слою для компенсации заряда тетраэдрического слоя. Если сумма октаэдрических трехвалентных катионов приблизительно равна количеству Al^{IV} , то сумма всех октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k}$) равна 6,00 или близка к этому значению. Но если сумма октаэдрических трехвалентных катионов превышает количество Al^{IV} , то $\Sigma_{o.k}$ меньше 6,00 на количество, равное почти половине избытка октаэдрических трехвалентных катионов по сравнению с Al^{IV} . Это соотношение показывает, что избыточные октаэдрические трехвалентные катионы могут замещать катионы R^{2+} в отношении 2 : 3.

Таким образом, по Фостер, часть или все содержание Fe_2O_3 является необходимым компонентом для структурного равновесия из-за низкого содержания Al^{VI} , и вполне вероятно, что ионы Fe^{3+} входят в хлоритовую структуру.

Мы попытались установить связи Fe^{3+} с химическим составом хлоритов и некоторыми их свойствами. Рассчитанные значимые коэффициенты корреляции приведены в табл. 4.

Таблица 4

	Fe^{2+}	Mg	$OH < 8$	$H_2O_{изб}$	N_g	$\Sigma_{o. k}$	ΔN_g
r	+0,3263	-0,4953	-0,3018	+0,3907	+0,5470	-0,3126	+0,4608
t	3,90	6,39	3,05	2,73	7,22	3,79	1,91
n	143	143	100	47	143	143	143

Как показано при помощи уравнений множественной регрессии в главе 3, трехвалентное железо влияет на показатель преломления и параметры элементарной ячейки. Эти данные подтверждают, что Fe^{3+} входит в структуру хлоритов.

Также известно, что в силикатах трехвалентное железо значительно сильнее повышает показатель преломления, чем двухвалентное. В. С. Соболев (1949) показал, что для первого это повышение в силикатах равняется примерно 0,005—0,006 на 1% (в оксидах — до 0,011), для FeO оно вдвое меньше — 0,0025. Более сильное влияние трехвалентного железа по сравнению с двухвалентным на показатель преломления в группе хлоритов отмечено рядом авторов (Сердюченко, 1953; Dschang, 1931, и др.). Это правило подтверждено экспериментально путем нагревания различных минералов (Островский, Петров, 1940; Dschang, 1931; А. Ф. Коржинский, 1959). В результате нагревания происходит окисление FeO , минерал приобретает коричневую окраску, и показатель преломления резко повышается. Так, Дшанг при нагревании рипидолита получил следующие результаты:

1) рипидолит до нагревания: Fe_2O_3 2,40; FeO 28,00; $N_{\text{изотр}} = 1,637$;

2) после нагревания: Fe_2O_3 30,00; FeO 3,16; $Ng = Nm = 1,674$.

В аналогичном опыте с рипидолитом из Булуктая А. Ф. Коржинский получил:

1) до прокаливания: Fe_2O_3 3,22; FeO 18,94; $Nm = 1,621$;

2) после прокаливания (при 1100°): Fe_2O_3 20,39; FeO 0,56; $Nm = 1,780$ (в интервале $800-900^\circ$).

Таким образом, установлено, что во многих силикатах Fe_2O_3 примерно в 2 раза сильнее влияет на показатель преломления, чем FeO .

Для проверки того, как эта закономерность сохраняется в хлоритах *, было рассчитано следующее уравнение регрессии ($n = 135$) с использованием процентных величин:

$$Ng = 1,5774 + 0,0020 \text{FeO} + 0,0023 \text{Fe}_2\text{O}_3. \quad (1.2)$$

Из уравнения видно, что Fe_2O_3 приблизительно лишь в 1,1 раза влияет больше на показатель преломления, чем FeO . Следовательно, не все Fe_2O_3 , приводимое в анализах хлоритов, истинно трехвалентное. С другой стороны, если бы все Fe_2O_3 , приводимое в анализах, было бы истинным и все входило бы в решетку хлоритов, то показатель преломления, рассчитанный в предположении, что все железо — двухвалентное, должен был бы быть меньше измеренного. В этом случае была бы высокая положительная связь между разницей измеренного и вычисленного показателей преломления и содержанием Fe^{3+} .

Применяя уравнение регрессии $Ng = 1,579 + 0,001 f$, мы вычислили показатель преломления для хлоритов, в анализах которых приводились значения измеренного Ng . Как видно из табл. 4, коэффициент корреляции разности этих показателей преломления и Fe^{3+} незначимый ($r_{\Delta Ng \text{Fe}^{3+}} = +0,1608$; $t = 1,91$). Это соответствует предположению, что лишь часть Fe_2O_3 из приводимого в анализах хлоритов является в действительности Fe^{3+} .

Одной из причин высокого содержания Fe_2O_3 в хлоритах, возможно, являются гидроокислы железа (гётит, лимонит). В этом случае в выборке, где есть избыток H_2O , можно было бы ожидать положительную связь Fe^{3+} с $\text{H}_2\text{O}_{\text{изб}}$ и отрицательную между ΔNg и Fe^{3+} . Для 47 хлоритов рассчитаны соответствующие связи: $r_{\text{Fe}^{3+} \text{H}_2\text{O}_{\text{изб}}} = +0,3907$; $t = 2,73$, $r_{\text{Fe}^{3+} \Delta Ng} = -0,0437$. Последний коэффициент незначим для данного количества наблюдений. Эти данные, однако, не противоречат нашей гипотезе.

Выводу о том, что Fe_2O_3 в анализах с избытком ОН обусловлено наличием примесей, не противоречат и минералогические наблюдения, поскольку в эту группу попадают анализы из полиметаллических и железорудных месторождений, где наличие гидроокислов железа, затрудняющих отбор мономинеральных хлоритовых проб, не вызывает сомнения. Не исключена также возможность, что в некоторых анализах Fe_2O_3 переопределено за счет FeO .

В качестве иллюстрации высокого содержания окисного железа, возможно связанного с ошибками химического анализа, можно привести два хлорита из одного и того же месторождения (водопроводный туннель, Вашингтон, федеральный округ Колумбия), проанализированные разными авторами в разное время.

Анализ по Кларку и Шнейдеру (Orcel, 1927; Steinfink, 1958; Foster, 1962) (в %): SiO_2 25,40; Al_2O_3 22,80; Fe_2O_3 2,86; FeO 17,77; MnO 0,25; MgO 19,09; H_2O^+ 12,21; H_2O^- 0,80; F следы. Сумма 100,38; $Nm = 1,605$.

* Здесь и далее речь идет об обычных хлоритах, а «железистые оксихлориты», как было показано ранее, исключены.

Анализ того же образца по Стейнфинку (Steinfink, 1958): SiO_2 21,7; Al_2O_3 24,4; Fe_2O_3 20,0; FeO 2,7; MgO 17,0; CaO 0,4. Сумма 86,2; $Nm = 1,615$.

Отношение $2\text{Fe}_2\text{O}_3/2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ увеличилось во втором анализе в 7 раз, что Стейнфинк объясняет окислением железа в процессе хранения образца. С нашей точки зрения это маловероятно, так как окисление FeO в минералах (хлоритах, каолинах, слюдах) происходит при температурах, измеряемых сотнями градусов.

Примерно при одинаковой железистости образцов столь резкое увеличение Fe_2O_3 во втором анализе должно было повлечь резкое увеличение показателя преломления (примерно до 1,640, учитывая, что 1% Fe_2O_3 увеличивает показатель преломления на 0,005). Однако это не произошло.

Таковыми же причинами, вероятно, обусловлено и высокое содержание Fe_2O_3 в анализе Ларсена и Штейгера (Orcel, 1927, № 28): SiO_2 24,34; Al_2O_3 16,46; Fe_2O_3 12,04; FeO 28,89; MgO 5,41; MnO 2,75; Na_2O 0,37; K_2O следы; H_2O^+ 9,19; H_2O^- 0,35. Сумма 99,80.

Приведенный показатель преломления ($Nm = 1,585$) характерен для магнезиальных разновидностей хлоритов и сопоставим с таковым серпентинов, в то время как по составу это железистый хлорит. Вычисленный показатель преломления равен 1,660, что гораздо выше измеренного, т. е. все трехвалентное железо не входит в данный хлорит.

Как указывалось, Фостер и другие исследователи считают, что в хлоритах с низким содержанием Al^{VI} какой-то другой трехвалентный катион, обычно Fe^{3+} , а иногда Cr^{3+} , замещает Al^{VI} , чтобы сообщить достаточный положительный заряд для компенсации отрицательного заряда тетраэдрического слоя. Если бы изоморфизм такого рода имел место, то следовало бы ожидать связи между разницей шестерного и четверного алюминия (ΔAl) и Fe^{3+} . Однако в приводимой таблице коэффициентов корреляции (табл. 4) связь Fe^{3+} и Al отсутствует. Для 60 хлоритов, у которых $\text{Al}^{\text{VI}} < \text{Al}^{\text{IV}}$, был рассчитан коэффициент корреляции ΔAl с Fe^{3+} . Он оказался незначимым ($r_{\Delta\text{AlFe}^{3+}} = -0,1933$, $r_{\text{знач}} = 0,26$). Единственный значимый коэффициент Fe^{3+} с Al был получен при исключенном Mg : $r_{\text{Fe}^{3+}\text{Al}/\text{Mg}} = -0,33$. Тем не менее и в случае, когда Fe_2O_3 на самом деле было бы FeO , мы получили бы такой же коэффициент, тем более что в этой выборке ($n = 143$, $r_{\text{знач}} = 0,16$) $r_{\text{Fe}^{3+}\text{Al}/\text{Mg}} = -0,19$. Таким образом, эти данные согласуются с предположением о частичном вхождении трехвалентного железа в решетку хлоритов, а также показывают, что изоморфизм типа $\text{Al}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ограничен.

Возможно, более вероятным типом изоморфизма в хлоритах является $2\text{Fe}^{3+} \rightarrow 3\text{Fe}^{2+}$. В этом случае должна быть значима отрицательная связь трехвалентного железа с $\Sigma_{\text{O},\text{K}}$ при постоянном значении Al^{VI} и Al^{IV} (Si). Рассчитанный коэффициент имеет следующее значение: $r_{\text{Fe}^{3+}\Sigma_{\text{O},\text{K}}/\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}} = -0,3271$, $r_{\text{знач}} = 0,16$. Это не противоречит нашей гипотезе.

Следовательно, статистический анализ дает возможность сделать выводы в отношении Fe_2O_3 в хлоритах:

- 1) трехвалентное железо определено входит в решетку хлоритов, только, по-видимому, в ограниченных количествах; кроме изоморфизма $\text{Al}^{\text{VI}} \rightarrow (\text{Fe}^{3+})$, вероятно, существует изоморфизм типа $2\text{Fe}^{3+} \rightarrow 3\text{Fe}^{2+}$;
- 2) высокие содержания Fe_2O_3 в хлоритах с избытком H_2O скорее всего обусловлены наличием гидроокислов железа;
- 3) не исключена возможность, что часть Fe_2O_3 связана с ошибками анализа (переопределение Fe_2O_3 за счет FeO).

Лафам (Lapham, 1958) в результате детального анализа порошковых рентгенограмм хромовых хлоритов получил данные о вхождении хрома (0—8%) и в октаэдрические, и в тетраэдрические слои. Он считает, что с помощью рентгеновских дифракционных измерений можно точно определить общее содержание хрома. Одни межплоскостные расстояния d и значения интенсивности коррелируются с содержанием Cr₂O₃, другие показывают степень замещения хромом в тетраэдрах и октаэдрах.

Существует линейная зависимость увеличения показателей преломления от содержания хрома, причем при содержании Cr₂O₃ ниже 2% корреляция между свойствами и содержанием хрома отсутствует, так как на результирующие эффекты влияет замещение Mg на Fe. Аналогичная картина намечается для рентгеновских и термических данных.

Таким образом, Лафам показал, что взаимосвязь между содержанием хрома и структурой по данным рентгеновского, оптического и дифференциального термического анализов становится ощутимой при содержании Cr₂O₃ больше 2% и что ниже этого количества замещение хромом не оказывает заметного влияния на структуру. Поэтому Лафам предлагает сохранить для хлоритов, содержащих менее 2% Cr₂O₃, название Fe-Mg-хлоритов с добавлением приставки «Cr».

Хромовые хлориты с содержанием Cr₂O₃ более 2% можно, по мнению Лафама, классифицировать как «кочубейт» (преимущественно хром «тетраэдрический») и «кеммерерит» (преимущественно хром «октаэдрический»).

Нами была сделана попытка проверить выводы Лафама статистически. Мы исходили из гипотезы, что Cr³⁺ входит в октаэдрический слой. В этом случае нужно ожидать отсутствия связи Cr³⁺ с Si при исключенном Al и наличия отрицательной связи Cr с Al при исключенном Si. Для 19 анализов хромовых хлоритов были получены следующие значимые связи: $r_{CrSi} = +0,6062$ ($t = 2,84$); $r_{CrAl} = -0,7209$ ($t = 3,63$). Связь между хромом и Ng оказалась незначимой ($r_{CrNg} = -0,2781$). Это объясняется малым числом анализов, а также более сильным влиянием на показатель преломления изоморфного замещения FeO → MgO, чем Cr₂O₃ → Al₂O₃. Частные коэффициенты корреляции оказались следующими: $r_{CrAl/Si} = -0,5088$; $r_{CrSi/Al} = +0,182$. Последний коэффициент незначим; следовательно, статистические данные согласуются с нашей гипотезой, однако не исключают и гипотезу Лафама, которую подтверждают некоторые данные (например, анализ кеммерерита, стр. 24).

Из работы Лафама следует, что без детальных рентгеноструктурных исследований установить количество «тетраэдрического» и «октаэдрического» хрома невозможно. Это нельзя сделать и по графику зависимости Ng от содержания Cr₂O₃, приведенному Лафамом, поскольку этот график имеет существенные недостатки и требует дальнейшего уточнения.

Исходя из приведенных данных, при пересчете анализов мы поместили Cr в октаэдрическое положение за исключением анализов № 10 и 11 по работе Лафама и тех случаев, когда не хватает Al и Si до четырех в тетраэдрических слоях. В последнем случае недостающее количество заполняется Cr³⁺.

ПОЛОЖЕНИЕ Ca, (Na + K) В ХЛОРИТАХ

По поводу положения этих катионов в структуре хлорита в основном имеются две точки зрения.

Подавляющее большинство исследователей (Winchell, 1926, 1936; Половинкина, Иванова, 1953; Foster, 1962 и др.) считают, что в структуре хлорита нет места для таких больших катионов, как Na, K и Ca, и их присутствие свидетельствует о переслаивании или смешивании со слюдой

или о наличии в ассоциации с хлоритами карбонатов и силикатов. Как показали Ю. Ир. Половинкина и В. П. Иванова, высокое содержание щелочей (4,5%) в анализе хлорита обусловлено проросшей реликтовой слюдой. Такое количество щелочей показывает, что значительную часть анализируемого образца составляла слюда; следовательно, нельзя считать, что этот анализ отражает состав хлорита. То же самое можно сказать и про анализ из работы А. М. Дымкина (SiO_2 33,99; TiO_2 0,16; Al_2O_3 17,81; Fe_2O_3 2,69; FeO 6,02; MnO 0,27; MgO 22,75; Na_2O 0,54; K_2O 5,66; CaO 2,66; H_2O^+ 6,23; H_2O — 0,65; сумма 99,43), где высокое содержание щелочей обусловлено наличием слюды (это подтверждено порошкограммой).

Другую точку зрения отстаивает Д. П. Сердюченко (1953). Основываясь на общих замечаниях Н. В. Белова по кристаллохимическим вопросам, связанным с хлоритами, и сравнении некоторых анализов с повышенным содержанием щелочей, Сердюченко приходит к выводу, что щелочные катионы, как и кальций, по

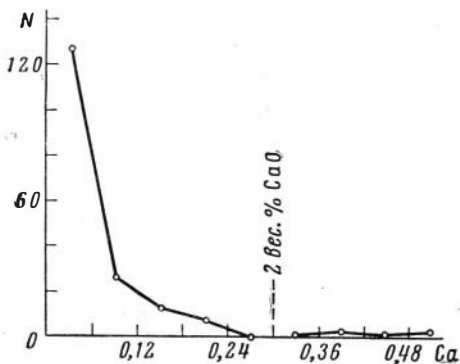


Рис. 6. Кривая распределения Ca в хлоритах

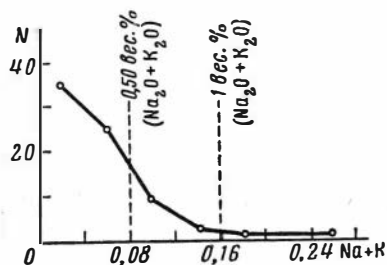


Рис. 7. Кривая распределения щелочей (Na + K) в хлоритах

всей вероятности, занимают в решетке хлоритов особые места. Вследствие своих крупных размеров они не входят в обычные октаэдрические слои, а скорее всего заселяют крупные гексагональные ячейки, образуемые основаниями кремнекислородных тетраэдров. Примерно таких же взглядов в отношении Ca в некоторых хлоритах придерживался Грунер (Gruner, 1944).

Статистическая обработка сводилась к проверке этих двух противоположных гипотез. Сначала были построены кривые распределения Ca и щелочей (рис. 6 и 7). Гистограммы резко отличаются от нормального распределения и напоминают распределение Пуассона, причем действительно, хотя Ca и щелочи встречаются во многих анализах хлоритов ($n = 177$ для Ca и $n = 75$ для щелочей из 250 анализов с суммой меньше 100,7 или больше 99,5), содержание их обычно невелико. Так, из 177 анализов, содержащих Ca, в 126 анализах CaO меньше 0,5 вес.%, а из 75 анализов, содержащих щелочи, в 58 анализах сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) также меньше 0,5 вес.%. С увеличением их содержания появляются отчетливые минералогические доказательства присутствия примесей (слюды, карбонатов).

Ca и щелочи не обнаруживают никакой связи ни со свойствами хлоритов, ни с любым катионом, входящим в их состав. Как показано в разделе «Недостаток H_2O », Ca и щелочи имеют отрицательную связь с недостатком OH ($r_{\text{Ca}(\text{OH}<8)} = -0,3292$, $n = 83$, $t = 3,06$; $r_{(\text{Na}+\text{K})(\text{OH}<8)} = -0,3135$, $n = 41$, $t = 1,98$). Эти данные не противоречат гипотезе о том,

что Са и щелочи в структуру хлоритов не входят, а находятся в виде примесей. Вследствие этого анализы, содержащие $\text{CaO} > 2,0\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 1\%$ или $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 2\%$, из дальнейшего рассмотрения исключены.

РОЛЬ Тi

Вопрос о роли Тi в структуре хлоритов аналогичен вопросу о положении Са и щелочей. Большинство исследователей считают TiO_2 примесью, но некоторые допускают возможность его расположения в шестерной координации, либо даже в четверной с заменой части Si.

В случае вхождения TiO_2 в минерал (В. С. Соболев, 1949) он, как и Fe_2O_3 , резко повышает показатель преломления. Если бы Тi входил в хлориты, то должна была бы быть положительная связь Тi с ΔNg . Рассчитанный коэффициент корреляции имеет следующее значение: $r_{\text{Ti}\Delta Ng} = -0,2708$ ($n = 83$, $t = 2,46$). Следовательно, эти данные подтверждают предположение, что Тi в хлоритах обусловлен главным образом примесями, тем более что с увеличением количества TiO_2 всегда имеются ясные минералогические доказательства наличия примесей.

ПЕРЕСЧЕТ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Таким образом, структурные формулы хлоритов мы вычисляем, исходя из следующего:

1) число ОН-групп в хлоритах постоянно и равно 8; недостаток ОН обуславливается наличием слюдистых прослоев, избыток — наличием адсорбционной воды либо гидроокислов железа, вследствие этого расчет формул хлоритов производим по 18 постоянным кислородам; в случае $\text{OH} > 8$ избыток пересчитывается на адсорбционную воду по методике, предложенной В. С. Соболевым;

2) анализы, содержащие TiO_2 , включаются в дальнейшее рассмотрение, однако TiO_2 в расчет не принимается;

3) СаО, Na_2O и K_2O , входящие в анализы до указанных пределов, в расчет формул не вводятся;

4) Cr_2O_3 помещается в шестерную координацию, кроме описанных выше случаев;

5) CO_2 с соответствующим молекулярным количеством СаО (FeO ; MgO) исключается;

6) S исключается вместе с половинным молекулярным количеством FeO ;

7) P_2O_5 отбрасывается.

При решении последующих задач, кроме анализов, указанных в начале главы, некачественными считались:

1) анализы, в которых число ОН-групп > 9 или < 7 ,

2) анализы, содержащие $\text{CaO} > 2\%$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1$ или $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 2\%$.

Из дальнейшего рассмотрения, кроме некоторых анализов хлоритов из сводок Д. П. Сердюченко (1953), Орселя (Orsel, 1927) и Фостер (Foster, 1962), исключены анализы и других авторов (Macgregor, 1941; Сердюченко, 1947; Deudon, 1955; Куковский, 1956; Доброхотов, 1957; Старков, 1957; Грум-Гржимайло, Кожина, 1958; Лебедев, 1958а, б; Ициксон и др., 1959; Овчинников, 1960; Jaskólski, 1960; Белевцев и др., 1962; Владимиров, 1962; Дымкин, 1962; Талдыкина, 1962 и др.).

Анализы, использованные в дальнейшей работе, приведены в Приложении 1. В Приложении 2 даны кристаллохимические формулы, сумма октаэдрических катионов ($\Sigma_{\text{o.к}}$), общая (F) и частная (f) железистость, полученные путем пересчета этих анализов хлоритов.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ХЛОРИТОВ

В этой главе сделана попытка связать парагенетический подход со статистической обработкой анализов хлоритов и выявить типоморфные признаки хлоритов в определенных минеральных ассоциациях, породах и месторождениях. На основе этих данных предлагается классификация хлоритов и рассматриваются физические условия метаморфизма фации зеленых сланцев.

После исключения анализов, не удовлетворяющих требованиям, указанным в предыдущей главе, в нашем распоряжении осталось 316 анализов, но только для 252 нам удалось найти описания парагенезисов, правда зачастую недостаточно полных. Это делает невозможным соблюдение единого принципа при выделении парагенетических типов. Исходя главным образом из состава пород и минеральных ассоциаций, оставшиеся анализы мы разделили на восемь групп, соответствующих следующим парагенетическим типам хлоритов:

1) из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений (в ассоциации с тальком, серпентином и другими минералами; $n = 35$);

2) из различной степени измененных ультрабазитов (в парагенезисе с хромитами; $n = 17$);

3) из никеленосной коры выветривания ($n = 9$);

4) из высокоглиноземистых десилицированных пород в гипербазитах и эписланцев (в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом; $n = 19$);

5) из контактово-метасоматических пород в парагенезисе с гранатом и эпидотом, включая хлориты в ассоциации с магномагнетитом ($n = 16$);

6) из хлоритовых сланцев, кварцевых жил и гранитов ($n = 46$);

7) из основных изверженных пород ($n = 30$);

8) из осадочных железных руд и песчаников (в ассоциации с окислами и гидроокислами железа, а также с Fe-карбонатами и пр.; $n = 15$).

Кроме того, выделены три парагенетических типа хлоритов, связанных с определенными типами рудных месторождений и находящихся как в измененных околорудных породах, так и в самих рудных жилах:

9) из полиметаллических месторождений ($n = 5$);

10) из медных месторождений ($n = 27$);

11) из сульфидно-касситеритовых месторождений ($n = 9$).

Число выделенных парагенетических типов равно числу значимо отличающихся друг от друга выборов.

Выделенные парагенетические типы по железистости можно объединить в три крупные группы:

магнезиальные хлориты (типы 1—5, 9),

железо-магнезиальные хлориты (типы 6, 7, 10),

железистые хлориты (8, 11).

Хлориты этих трех групп с вероятностью больше 99% отличаются друг от друга по средней железистости, поэтому в дальнейшем сравнение средних составов парагенетических типов будет проводиться внутри каждой из этих трех групп.

Для рассмотрения составов внутри каждого парагенетического типа мы воспользовались прямоугольными координатами, взяв за основные переменные глинозем (Al)* и железистость (f), поскольку эти две величины подвержены наиболее значительным колебаниям. Различия между парагенетическими типами сохраняются (кроме типов 2 и 3) и по общей железистости (F).

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ХЛОРИТЫ

Хлориты из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений

Парагенетический тип хлоритов из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений охарактеризован 35-ю анализами. Сюда отнесены хлориты, образовавшиеся при гидротермальном изменении ультраосновных пород, в парагенезисе с такими минералами, как хризотил, тремолит, тальк, серпентин, карбонаты, водные Ca—Al-силикаты (клинтонит и пр.), магнетит** и другие, из жил, линз, прожилков в серпентинизированных гипербазитах, из лиственитов, из пород на контактах с серпентинитами, а также из тальк-магнезитовых месторождений.

К сожалению, как и в других случаях, не все анализы хлоритов из этого парагенетического типа сопровождаются подробной характеристикой ассоциаций, что затрудняет анализ изменения состава в зависимости от минерального парагенезиса и PT -условий. Так, из 35-ти анализированных хлоритов этой группы для 14 (см. Приложение 1, анализы № 2—4, 7—9, 13, 20, 21, 25—27, 30 и табл. 5, анализ № 317) не дано никакого описания ассоциаций, кроме общего указания на то, что они взяты из серпентинитов, перидотитов, лиственитов и лерцолитов; для трех хлоритов (6, 11, 14) приведены ссылки на то, что хлорит образовался по первичным минералам (оливин, пироксен) ультраосновных пород. Два хлорита (5, 34) находятся в ассоциации с хризотилом, тремолитом и клинтоном. Пять хлоритов (анализы № 12, 18, 19, 28, 33) происходят из почти мономинеральных хлоритовых пород из контакта с серпентинитами или из зеленых сланцев, образовавшихся, по-видимому, за счет ультраосновных пород. Десять хлоритов (1, 10, 15, 16, 17, 22—24, 28, 31) взяты из пород, богатых тальком, и один хлорит — из своеобразной турмалин-хлоритовой ассоциации.

Хлориты этого парагенетического типа образовывались либо за счет глиноземсодержащих минералов гипербазитов (пироксены, шпинель), либо при метасоматических процессах, происходящих с привнесением глинозема.

Составы хлоритов, нанесенные на диаграмму (рис. 8), ложатся довольно кучно, образуя поле с колебанием Al от 1,20 до 2,70 единиц в кристаллохимической формуле и железистости от 0 до 20 атомн.%. Лишь несколько хлоритов (№ 34, табл. 5, № 317 и «хлориты» из Норильска) отклоняются значительно. Причины этих отклонений заслуживают дополнительного обсуждения.

* Al означает суммарное количество алюминия в четверной и шестерной координациях в единицах кристаллохимической формулы.

** Хлориты в ассоциации с хромитами выделены в отдельный тип.

Химический состав (в %) кеммерерита по р. Онье
($Nm = 1,585$; уд. вес = 2,885) (А. Ф. Коржинский, 1959)

№ анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	MgO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
317	31,96	Нет	5,05	12,53	0,50	1,67	36,08	11,84	0,16	99,79

Кеммерерит (табл. 5, № 317) из ультраосновного массива по р. Онье отличается по составу от хлоритов данного типа и от хлоритов вообще отсутствием глинозема при высоком содержании хрома.

Как отметил А. Ф. Коржинский (1959), термограмма и кривая обезвоживания данного кеммерерита значительно отличаются от таковых кеммерерита, исследованного В. П. Ивановой (1949). Кроме того, обращает на себя внимание низкий показатель преломления, не соответствующий значительной общей железистости минерала. Вероятнее всего, — это особый вид хлорита, поэтому при вычислении среднего состава для данного парагенетического типа мы его и не используем.

Хлорит № 34 встречен совместно с тремолитом, хризотилом и клинтоном в серпентинизированных перидотитах. Возникновение этой ассоциации Майер (Maier, 1957) связывает с высокотемпературными растворами, главную роль в которых играли ионы Са, Al, Fe. Хотя

по железистости этот хлорит резко отличается от остальных представителей данного типа, у нас нет объективных причин не включать его в данную группу.

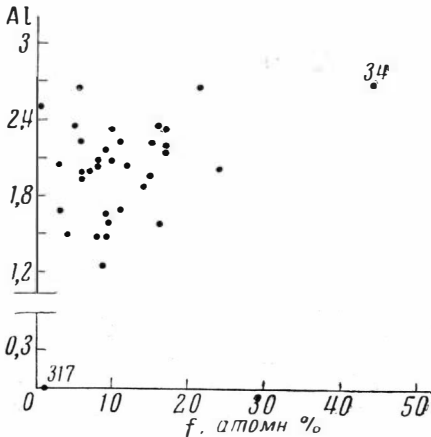


Рис. 8. Состав хлоритов из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений

Таблица 6

Химический состав (в %) «хлоритов» из ультраосновной интрузии Норильск-1 (Мирончук, 1963)

Оксиды	318	319	320	321	Оксиды	318	319	320	321
SiO ₂	33,42	35,44	42,40	37,98	NaO	1,55	1,02	1,16	1,44
TiO ₂	0,12	0,28	0,09	0,12	Cu	0,01	0,13	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	9,23	9,02	8,75	5,56	Ni	0,06	0,11	0,01	0,03
Fe ₂ O ₃	5,28	7,28	3,07	12,24	Co	0,005	0,017	0,003	0,003
FeO	15,71	9,82	5,74	11,03	H ₂ O+	10,59	10,02	6,88	7,13
MnO	0,20	0,18	0,11	0,12	H ₂ O-	2,62	2,88	7,82	5,80
MgO	18,54	21,31	20,46	15,85		100,26	99,91	100,09	99,89
CaO	2,66	2,20	3,20	2,40	H ₂ O+*	6,71	6,15	4,50	4,00
K ₂ O	0,26	0,20	0,36	0,19	H ₂ O-*	6,50	6,75	14,00	13,50

* Исправлено по данным термического анализа.

К данному парагенетическому типу следовало бы отнести также «хлориты» из ультраосновных пород интрузии Норильск-1, химический состав которых приведен в табл. 6. Они встречаются в ассоциации с кальцитом, цеолитом, пирротином, пентландитом и пиритом. Некоторые черты этих «хлоритов» показывают, что они не имеют ничего общего с обычными хлоритами вообще и хлоритами из серпентинитов и ультраосновных пород, в частности. Для них характерно необычайно высокое содержание H_2O^- и низкое H_2O^+ , высокое содержание щелочей и кремнезема (в некоторых образцах). Они обладают чрезвычайно низким показателем преломления: $Nm = 1,564-1,563$. Вычисленный показатель преломления гораздо выше измеренного, который лежит за нижним пределом доверительного интервала на графике зависимости показателя преломления от железистости.

Эти «хлориты» обнаруживают интенсивные низкотемпературные эффекты при t 110—200°. Высокотемпературные эффекты при 600—850°, выраженные чрезвычайно слабо, имеются лишь для двух из четырех образцов, а для двух остальных сдвинуты в сторону высоких температур (900—910°). Основное межплоскостное расстояние (табл. 7) имеет значение 16,15—17,33 (Å, κX ?).

Т а б л и ц а 7

Межплоскостные расстояния «хлоритов» из интрузии Норильск-1

	001		060		400	
	I	$\frac{d}{n} \alpha$	I	$\frac{d}{n} \alpha$	I	$\frac{d}{n} \alpha$
318	10	16,64	8	1,545	2	1,327
319	10	17,33	7	1,542	2	1,321
320	10	16,15	—	—	2	1,311
321	10	16,55	5	1,541	3	3,324

Все это указывает на то, что данные хлориты представляют собой выветрелые хлориты либо смешанно-слоистые структуры, многократно описанные в литературе (Smith, 1960; Vivaldi, Gallego, 1961). Поэтому по соображениям, изложенным выше, «хлориты» из интрузии Норильск-1 из дальнейшего рассмотрения исключены.

Корундофиллит № 32 взят из турмалин-хлоритовых пород. Однако тот факт, что они образовались в результате изменения ультраосновных пород, позволил нам включить его в данный парагенетический тип.

Турмалин (SiO_2 36,07; Al_2O_3 30,43; Fe_2O_3 2,17; FeO 3,62; TiO_2 0,84; MgO 9,33; CaO 1,60; Na_2O 1,91; K_2O 0,06; B_2O_3 10,35; Cr_2O_3 0,07; F 0,08; SrO 0,02; MnO следы, H_2O^+ 3,20; H_2O^- 0,20; сумма 99,95) встречается в виде больших шестигранных призм в основной массе мелкозернистого, чешуйчатого корундофиллита. Имеются указания (Hutton, Seelye, 1945), что данный турмалин возник под воздействием борсодержащих летучих на корундофиллит и поэтому имеет высокомагнезиальный состав.

Интересно отметить, что железистость ($FeO + 2 Fe_2O_3 / FeO + 2 Fe_2O_3 + MgO$) · 100% турмалина выше железистости хлорита (25,16 и 21,85%), за счет которого он образовался.

В табл. 8 приведены средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2 \sigma_{\bar{x}}$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости хлоритов данного парагенетического типа, вычисленные на основе 34 анализов.

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	OH	$\Sigma_{\text{O. K.}}^*$	F	f
\bar{x}	2,970	1,030	1,002	0,122	0,546	4,330	7,869	6,017	13,725	11,216
$\bar{x} - 2\sigma_{\bar{x}}$	2,904	0,964	0,933	0,088	0,421	4,178	7,804	5,980	11,132	8,464
$\bar{x} + 2\sigma_{\bar{x}}$	3,036	1,096	1,071	0,156	0,671	4,482	7,934	6,054	16,318	13,968

* Во всех аналогичных таблицах в сумме октаэдрических катионов ($\Sigma_{\text{O. K.}}$), кроме указанных элементов, учитывались Cr, Mn и Ni.

Наиболее характерная черта состава этих хлоритов — низкая железистость, что и следовало ожидать, исходя из высокомагнезиального состава среды, в которой они образовались. Интересно также отметить, что отношение содержания Al в четверной и шестерной координациях приближается к идеальному отношению 1 : 1, и имеется высокая положительная корреляция между ними ($r_{\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}} = +0,619$; $t = 4,04$). Намечается положительная связь и между содержанием глинозема и железистостью ($r_{\text{Alf}} = +0,4050$; $t = 2,36$).

Почти во всех хлоритах этого парагенетического типа содержится незначительное количество Mn; среднее содержание его приблизительно равно 0,01 в кристаллохимической формуле. Девять хлоритов содержат Ni (среднее содержание 0,016). В клинохлоре (№ 33) и в пеннине (№ 27) из серпентинитов Восточного Саяна имеется приблизительно по 0,04 вес. % V_2O_5 и, кроме того, в первом из них содержится 0,02 вес. % Zn.

На графике (рис. 8) обращает на себя внимание значительное изменение содержания глинозема в хлоритах этой ассоциации. Мы попытались связать эти колебания с изменением температуры, причем полагали, что хлориты в ассоциации с тальком до серпентинизации (т. е. без серпентинина) и с актинолитом относительно более высокотемпературны, чем хлориты из лиственитов и серпентинитов, где они замещают первичные темноцветные минералы. Однако никакой закономерности подметить не удастся, поскольку содержание Al в относительно более высокотемпературных хлоритах из данного типа колеблется в пределах, присущих всей группе в целом. Поэтому представляется более вероятным, что изменение содержания глинозема в хлоритах данного парагенетического типа в основном связано с колебанием состава пород или метасоматических растворов.

Хромовые хлориты из ультрабазитов (в парагенезисе с хромитами) и никельсодержащие хлориты из никелепослойной коры выветривания

Хлориты этих двух парагенетических типов по условиям нахождения имеют много общего с хлоритами из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений, а именно: все они связаны с измененными в различной степени ультраосновными породами. Это находит свое отражение в близком составе данных хлоритов. Однако по второстепенным элементам (Cr, Ni) они отличаются, что отражает специфику их образования и дает основание выделить их как самостоятельные типы.

Мы имеем 17 хлоритов в ассоциации с хромитами. Чаще всего они образуют оторочки вокруг хромитовых тел, либо прожилки, секущие эти тела, или выступают в качестве цементирующей массы.

Обращает на себя внимание низкая железистость хлоритов этой группы, которая колеблется от 0 до 5 атомн. % (рис. 9). Хотя содержание Fe_2O_3 при расчете железистости (f) не учитывалось, количество последнего незначительно (менее 4 вес. % и только в одном случае около 8 вес. %) и существенно на увеличение железистости повлиять не может.

В противоположность железистости глиноземистость обнаруживает значительное изменение, колеблясь от 0,90 до 2,40 единиц в кристаллохимической формуле.

Содержание Cr в хлоритах данного парагенетического типа и в хлоритах из серпентинитов показано на рис. 10. В первом типе оно колеблется от 0,00 до 0,50 единиц в кристаллохимической формуле и в единичном случае (кеммерерит из Северной Швеции) достигает 1,03. Во втором типе лишь один хлорит содержит Cr в количестве 0,1. Среднее содержание Cr в хлоритах в ассоциации с хромитами равно 0,239 единиц в кристаллохимической формуле ($\sigma = 0,138$), а в хлоритах из серпентинитов — лишь 0,027 ($\sigma = -0,041$). Различия по содержанию хрома для данных двух типов достоверно с вероятностью более 99% [значение соответствующего критерия $t = 4,82$, $t_{01}(25) = 2,79$].

Следовательно, хлориты в ассоциации с хромитами можно охарактеризовать как хромовые и, в соответствии с номенклатурой Лафама (Lapham, 1958), они могут быть названы кеммереритами или кочубенитами, если известно, насколько преимущественно координацию занимает хром.

Парагенетический тип хлоритов из никеленосной коры выветривания охарактеризован девятью анализами. Хлориты наряду с нонтронитом, серпентином, непуитом, гарниеритом и рудными минералами, а также реликтовыми (?) пироксеном и тремолитом участвуют в строении древней коры выветривания ультраосновных и основных пород. Из девяти анализов четыре (54, 55, 58 и 59) взяты из различной степени измененных пироксенитов, четыре (52, 53, 57 и 60) — из габбро-амфиболитов и один (56) — из руды месторождения коры выветривания в Новой Каледонии. Руда состоит из 60% серпентина и хлорита, включая незначительное количество непуита и гарниерита. Остальные 40% слагают актинолит, реликты энстатита, форстерита и магмнит.

Все никелевые хлориты, по мнению И.И. Гинзбург и И. А. Рукавишниковой (1951), являются продуктами выветривания хлоритов в результате их гидратации и замещения MgO на NiO , окисления FeO и часто гидролиза самого минерала. С другой стороны, в коре выветривания встречаются хлориты (№ 54—57 и 60), мало затронутые процессами выветривания.

По мнению тех же авторов, образование хлоритов начинается еще на глубине и продолжается в коре выветривания. Следовательно, нельзя провести строгого различия между хлоритами, образовавшимися в результате

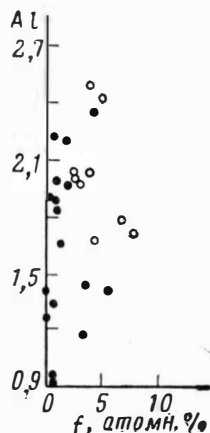


Рис. 9. Состав хлоритов в парагенезисах с хромитами (точки) и хлориты из никеленосной коры выветривания (кружки)

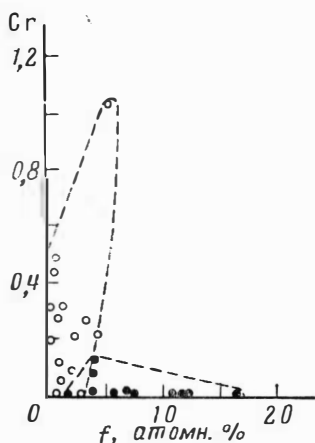


Рис. 10. Состав хлоритов в парагенезисе с хромитами (кружки) и хлориты из серпентинитов и тальк-магнетитовых месторождений (точки)

процессов, происходящих на глубине, и процессов коры выветривания. Поэтому не исключена возможность, что часть хлоритов коры выветривания гипербазитов представляют собой реликтовые минералы, другие же — новообразования в результате процессов выветривания. К первым, возможно, относятся хлориты № 54—57 и 60. А. Л. Кац (1941) относит хлориты № 54 и 55 к клинохлорам и связывает их образование с термальной деятельностью, сопровождавшей образование жильных пород. На кривых нагревания хлоритов № 57 и 60 имеются по два эндотермических и по одному экзотермическому эффекту, что характерно для нормальных хлоритов. Рентгенограммы этих хлоритов схожи с рентгенограммами 14 Å-хлоритов, хотя линии первых базальных отражений отсутствуют, но это объясняется устройством камеры. Пеннину (№ 56) из месторождения коры выветривания в Новой Каледонии присуща пластинчатая форма и наличие базального межплоскостного расстояния, равного 14,2 Å. Следовательно, форма, геологическое положение, состав и свойства этих минералов указывают на то, что их формирование не связано с процессами выветривания и что, скорее всего, они являются реликтовыми.

С другой стороны, в коре выветривания мы имеем четыре шухардита (№ 52, 53, 58, 59), причем два из них (№ 52, 53) образовались, по мнению И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишниковой (1951), гипергенным путем из клинохлора. К сожалению, эти анализы не сопровождаются рентгеновскими данными. Между тем известно, что подавляющее большинство природных шухардитов обладают 7 Å-структурой. Как указали Нельсон и Рой (Nelson, Roy, 1958), экспериментально можно получить как 7 Å-, так и 14 Å-разновидности никелевых хлоритов, хотя перевести 7 Å-фазу в 14 Å-фазу полностью не удалось. Поэтому не исключена возможность, что описанные шухардиты имеют 7 Å-структуру.

Таким образом, в коре выветривания гипербазитов встречаются как 7 Å-, так и 14 Å-хлориты. Последние, как считают многие авторы (Кац, 1941; Гинзбург и Рукавишникова и др.), по-видимому, образовались в результате процессов регионального и термального метаморфизма и являются реликтовыми в коре выветривания. Однако отличить их от хлоритов, образовавшихся в результате выветривания, на основе лишь одних химических данных невозможно. Следовательно, выделенный парагенетический тип хлоритов из коры выветривания проблематичен, и для окончательного решения вопроса требуется более многочисленный и более полный материал.

Для хлоритов этого типа также характерна низкая железистость, которая колеблется от 0 до 8 атомн. % (рис. 9). Количество глинозема

Т а б л и ц а 9

	2			3		
	\bar{x}	$\bar{x} - 2\sigma_x$	$\bar{x} + 2\sigma_x$	\bar{x}	$\bar{x} - 2\sigma_x$	$\bar{x} + 2\sigma_x$
Si	3,021	2,934	3,108	3,079	2,944	3,214
Al ^{IV}	0,979	0,888	1,070	0,921	0,786	1,056
Al ^{VI}	0,679	0,531	0,827	1,102	0,975	1,229
Fe ³⁺	0,150	0,083	0,217	0,250	0,165	0,335
Fe ²⁺	0,108	0,062	0,154	0,174	0,117	0,231
Mg	4,814	4,572	5,056	4,113	3,751	4,475
OH	7,925	7,848	8,002	7,677	7,406	7,948
$\Sigma_{o.к}$	5,992	5,902	6,082	5,902	5,652	6,152
F	9,457	6,225	12,689	14,317	9,966	18,668
f	2,350	1,274	3,426	4,339	3,118	5,560

несколько выше, чем в ассоциации с хромитами, и изменяется приблизительно от 1,65 до 2,50 единиц в кристаллохимической формуле.

В табл. 9 приведены средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2 \sigma_{\bar{x}}$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости хлоритов в парагенезисе с хромитами (2) и хлоритов из никеленосной коры выветривания (3). Для обоих типов характерны высокомагнезиальные хлориты. Сумма октаэдрических катионов незначительно отклоняется от 6 в сторону уменьшения. В хлоритах из хромитов самое низкое содержание Al по сравнению со всеми выделенными парагенетическими типами. Между алюминием в четверной и шестерной координации имеется значимая положительная связь ($r_{Al^{IV}Al^{VI}} = +0,5158$, $t = 2,16$), причем $Al^{IV} > Al^{VI}$.

Семь хлоритов содержат первые десятые доли процента MnO и NiO. Хлориты коры выветривания характеризуются самым высоким содержанием Si по сравнению с остальными типами и содержат Al больше, чем хлориты в ассоциации с хромитами. Связь между четверным и шестерным алюминием незначима ($r_{Al^{IV}Al^{VI}} = -0,015$, $t = 0,05$). Среднее содержание Ni 0,496 ($\sigma = 0,313$), Cr 0,056, Mn 0,019. Для всех хлоритов, связанных с различной степенью измененными гипербазитами (парагенетические типы 1—3), характерно высокое содержание Si и особенно Mg.

Хлориты из десилицированных пород в гипербазитах и эписланцев (в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом)

Хлориты данного парагенетического типа в основном происходят из корундовых месторождений, таких, как Честер, Массачузетс в Пенсильвании и Чайныт в Южной Якутии. Часто они связаны с жилами корунда в перидотитах или на контакте перидотитов и вмещающих гнейсов. Обычно хлоритовые каймы отделяют корундовые жилы от гнейсов. Хлорит рассеян среди зерен корунда и шпинели. На месторождении Честер хлорит встречается в двух формах: кристаллы в ассоциации с диаспором, рутилом, маргаритом, корундом, магнетитом и ильменитом, либо в зернистых или чешуйчатых массах по краям жил олигоклаза.

В Южной Якутии хлорит чаще всего обнаруживается в корунд-маргаритовых, корунд-дистеновых породах и диафоритовых сланцах, образовавшихся при замещении корундовых пород. Наблюдения Л. И. Шабьина за реликтами желтого хлорита (№ 66) в породах Южной Якутии показывают, что этот хлорит был значительно распространен в исходных корундовых породах. Тесную ассоциацию хлорита с корундом отмечают и многие другие авторы. Все это указывает на то, что температура образования этих хлоритов по крайней мере не ниже 400° (на основании экспериментально определенного нижнего температурного предела устойчивости корунда; Roy, Osborn, 1954; Griggs, Kennedy, 1956). Во многих случаях описываемые хлориты замещаются более поздними хлоритом, мусковитом, гидрослюдами и маргаритом.

Составы 19-ти хлоритов этой парагенетической группы показаны на рис. 11. Следует отметить более широкое по сравнению с предыдущими группами изменение железистости, которая иногда достигает до 30 атомн. %, а также гораздо более высокую глиноземистость этих хлоритов: содержание Al изменяется от 2,30 до 3,10 единиц в кристаллохимической формуле.

Намечается слабая положительная связь железистости с содержанием глинозема, однако вычисленный коэффициент корреляции оказался незначимым при данном количестве анализов ($r_{Alf} = +0,410$, $t = 1,80$).

Наиболее глиноземистые и железистые хлориты этого типа (№ 73, 76—79) происходят из месторождения Честер. Самое низкое содержание

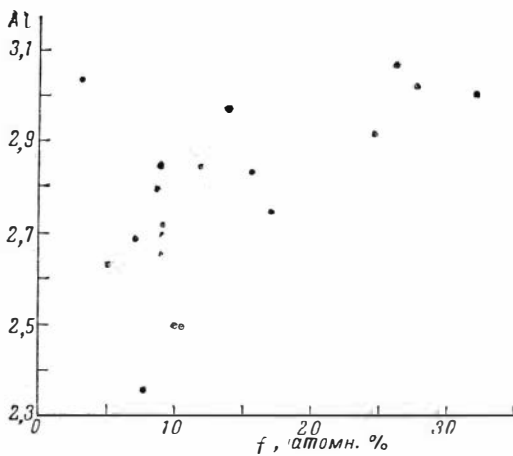


Рис. 11. Состав хлоритов в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом

которых в виде полос и отдельных скоплений содержится следующий оптическими свойствами: $Ng = 1,640$, $Nm = 1,635$, $Np = 1,626$, $Ng - Np = 0,014$, $2V = -50^\circ$.

В табл. 10 приведены средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2\sigma_x$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости хлоритов в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом. Для хлоритов этой группы характерно высокое содержание Al и Mg и низкое содержание Fe^{3+} и Fe^{2+} . Сумма октаэдрических катионов несколько меньше 6. Количество четверного алюминия (1,375) в среднем почти равно количеству шестерного алюминия (1,396), однако, как видно на графике (рис. 12), ни один анализ в отдельности не имеет отношения $Al^{IV} : Al^{VI} = 1 : 1$. В восьми анализах количество $Al^{IV} > Al^{VI}$, в остальных $Al^{IV} < Al^{VI}$, причем интересно отметить, что во всех наиболее железистых и глиноземистых хлоритах из месторождения Честер $Al^{IV} > Al^{VI}$. Кроме того, в них наблюдается уменьшение содержания Al^{IV} с возрастанием глиноземистости. Хлориты (№ 63, 70 и 72), проанализированные Джентом и Смитом, содержат $Al^{IV} < Al^{VI}$.

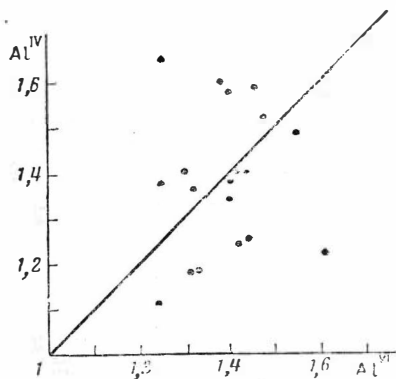


Рис. 12. Соотношение между алюминием в четверной и шестерной координациях для хлоритов в ассоциации с корундом и маргаритом

Таблица 10

	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	OH	$\Sigma_{o.k.}$	F	f
\bar{x}	2,625	1,375	1,396	0,105	0,594	3,834	7,937	5,967	15,389	11,897
$\bar{x} - 2\sigma_x$	2,556	1,304	1,350	0,038	0,430	3,701	7,898	5,929	11,757	8,752
$\bar{x} + 2\sigma_x$	2,694	1,446	1,442	0,142	0,758	4,027	7,976	6,005	19,021	15,042

Как видно из графика (рис. 12), для всех хлоритов данного парагенетического типа характерно также отсутствие связи между Al^{IV} и Al^{VI} ($r_{Al^{IV}, Al^{VI}} = 0,065$, $t = 0,27$).

Среднее содержание марганца достигает лишь 0,008 единиц в кристаллохимической формуле, среднее содержание хрома 0,014 единиц.

Хлориты из контактово-метасоматических пород в парагенезисе с кальциевым гранатом и эпидотом, включая хлориты в ассоциации с магномангнетитом

Этот парагенетический тип включает восемь хлоритов в ассоциации с гранатом, эпидотом, главным образом в контактово-метасоматических породах (скарноидах), три хлорита из метаморфизованных известняков и доломитов (без минеральной ассоциации) и пять хлоритов из контактово-метасоматических магномангнетитовых месторождений. Поскольку установление типоморфных признаков хлоритов из различных месторождений имеет большое прикладное значение, мы попытались сравнить хлориты из скарноидов и магномангнетитовых месторождений при помощи критерия X (ван дер Вардена) (Урбах, 1963).

По содержанию глинозема эти хлориты значимо не различаются ($X = 0,88$, $X_{05} = 2,91$, $X < X_{05}$). Не различаются они и по железистости ($X = -0,98$, $X_{05} = 2,91$, $|X| < X_{05}$). Отсутствие значимых различий по составу, а также образование этих хлоритов в основном в карбонатных породах при контактово-метасоматических процессах дало нам основание объединить их в один парагенетический тип.

Хлориты в ассоциации с гранатом и эпидотом встречаются в контактово-метасоматических породах (скарноидах), образовавшихся при взаимодействии интрузий различного состава с известняками. Килпади и Даве описали хлорит (№ 80) из Кореди (Нагпур), который совместно с вермикулитом, светло-коричневым гранатом, эпидотом, бесцветным пироксеном, а иногда — черным турмалином спорадически разбросан в доломитизированном мраморе. Авторы указывают, что он образовался по флогопиту. Дшанг (Dschang, 1931) и Л. Л. Шилин (1953) описали хлориты из Прасковье-Евгениевской и Ахматовской копей на Урале. Хлориты находятся в тесном парагенезисе с гранатом, везувианом, эпидотом, цоизитом, сфеном, хлоршпинелью, диопсидом и скаполитом в породах, образовавшихся при взаимодействии габбро и плагиогранитов с известняком.

В аналогичной обстановке образовался и клинохлор из Тэлери, Западный Пакистан (Bilgrami, 1960). Здесь на контакте серпентинита и известняка наблюдается перекристаллизация, и известняк пересекается жилами зеленого везувиана и бесцветного клинохлора. Мощность жил 7—8 см, в длину несколько метров. Кроме того, везувиан, клинохлор и гроссуляр развиваются на плоскостях отдельности трещин. Как справедливо отметил Билграми (Bilgrami, 1960), тесный парагенезис клинохлора, везувиана и гроссуляра дает возможность предположить, что температура гидротермальных растворов, породивших клинохлор в области Тэлери, была не ниже 450° . По-видимому, это предположение можно распространить и на тесную ассоциацию хлорита, граната и везувиана с Прасковье-Евгениевской копи.

Хлориты с магномангнетитом описаны Н. В. Павловым (1961) в месторождениях Тунгусского железорудного поля. Два хлорита (86 и 87) взяты из руд р. Северной. Руды сложены магномангнетитом, хлоритом, серпентинитом и тальком. В небольших количествах присутствуют гранат, пироксен, оливин, актинолит, минералы эпидотовой группы, серицит. Иногда гранобластовый агрегат эпидота, кальцита и хлорита выполняет трещинки в рудной породе. Хлорит и серпентин из руд р. Северная

образовались позднее магномagnetита. Они замещают не только кальцит известняков, но и выделившиеся ранее силикаты. Руды р. Северной парагенетически связаны с габбро-диабазами. Два хлорита взяты из руд Красноярковского месторождения: № 90 из прожилков, секущих жильные руды, № 94 — из вкрапленных брекчиевидных руд. Хлорит в большинстве случаев является спутником граната, магнетита и кальцита, но встречается и в маломощных мономинеральных жилках. В брекчиевых рудах гранат и хлорит с другими минералами замещают обломки слоистых, вероятно осадочных пород.

Хлорит из месторождения Камышевский Байкитик (№ 88) распространен совместно с апатитом в относительно малых количествах. Он развивается по трещинкам и порам в магномagnetите и замещает обломки вмещающих пород.

Согласно Н. В. Павлову, хлориты образовались во вторую гидротермальную стадию рудообразующего процесса. Рудоносные растворы, пришедшие с глубины к месту отложения руд в карбонатные или туфовые породы, по мере постепенного снижения температуры взаимодействовали с боковыми породами и образовывали скарнообразные метасоматиты, состоящие из граната, пироксена, магнетита, волластонита, скаполита, кальцита и других минералов. Эта, первая стадия происходила при температуре выше 500°. Вторая, гидротермальная стадия имела температуру ниже 500°. В эту стадию рудоносные растворы, значительно обогащенные соединениями железа, магния, кальция и других элементов, метасоматически замещали минералы ранней стадии с образованием

Рис. 13. Состав хлоритов из контактово-метасоматических пород в парагенезисе с гранатом и эпидотом, включая хлориты с магномagnetитом

магномagnetита, апатита, серпентина, хлорита, цеолитов, кальцита и других минералов.

Для всех хлоритов этого парагенетического типа характерна крайне низкая железистость (рис. 13), несмотря на то, что сюда отнесены хлориты из железорудных (магномagnetитовых) месторождений. Колебания глиноземистости гораздо больше (от ~ 1,40 до ~ 3,00 единиц в кристаллохимической формуле). В табл. 11 приведены средние значения (\bar{x}) и 95% -ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2 \sigma_x$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k}$), общей (F) и частной (f) железистости хлоритов этого парагенетического типа. Кроме приведенных в таблице элементов, в семи хлоритах содержатся десятые доли процента MnO , а в двух других хлоритах из магномagnetитовых месторождений — тысячные доли процента Co .

Таблица 11

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	OH	$\Sigma_{o.k}$	F	f
\bar{x}	2,893	1,407	1,080	0,115	0,192	4,648	7,823	6,042	6,454	4,122
$\bar{x} - 2\sigma_x$	2,793	1,007	0,950	0,070	0,102	4,416	7,734	5,979	4,218	2,222
$\bar{x} + 2\sigma_x$	2,993	1,207	1,210	0,160	0,282	4,880	7,922	6,105	8,690	6,022

Имеется высокая отрицательная корреляция между содержанием трехвалентного железа и магния ($r_{\text{Fe}^{3+}\text{Mg}} = -0,830$, $t = 4,28$), трехвалентного железа и алюминия ($r_{\text{Fe}^{3+}\text{Al}} = +0,725$, $t = 3,28$). Связь между алюминием и частной железистостью незначима ($r_{\text{Al}^f} = +0,198$, $t = 0,72$). В среднем $\text{Al}^{\text{IV}} : \text{Al}^{\text{VI}} = 1 : 1$. Коэффициент корреляции между ними значимый ($r_{\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}} = +0,7273$, $t = 3,35$).

Хлориты из полиметаллических месторождений

Эта группа в основном представлена хлоритами из Алтайских полиметаллических и медно-цинковых месторождений.

Как указала М. В. Тащинина (1957), на Алтайских полиметаллических и медно-цинковых месторождениях хлориты в основном входят в состав пропицитизированных основных пород, микрокварцитов, гидротермально измененных кварцевых порфиров, туфов и пр. Они участвуют также в строении хлоритовых сланцев, карбонатных хлоритолитов, где цементируют сферокристаллы доломита. Хлорит тесно связан с рудным процессом, причем, как отмечает Тащинина (1957), начальной, дорудной стадии гидротермального процесса свойствен клинохлор, часто ассоциирующий с серицитом, а для более поздней стадии характерен клинохлор-прохлорит, который формировался почти одновременно с отложением руд. В эту группу включен также хлорит из контактовой части метасоматических полиметаллических рудных тел гипсового рудника Венибачи (Япония).

В эту группу следовало бы включить два хлорита из Зыряновского и Путинцовского месторождений, однако по изложенным ниже причинам при вычислении среднего состава этой группы они были исключены. Если пять хлоритов этой группы содержат Al от 2,27 до 2,60 единиц в кристаллохимической формуле, а для подавляющего большинства всех хлоритов ($n = 316$) самое высокое содержание Al составляет 3,30 единицы, то в глиноземистом прохлорите (по М. В. Тащининой) из мономинеральной хлоритовой породы в Зыряновском месторождении (№ 97) содержание Al достигает 3,49, а в хлорите из включения в кварцевой жиле Путинцовского месторождения (№ 101) оно доходит до 3,72. Два последних хлорита первоначально Тащинина относила к амезитам на основании их сходства по содержанию глинозема.

От амезитов упомянутые хлориты отличаются несколько повышенным содержанием SiO_2 , хотя по этому параметру они схожи с отдельными представителями семиангстремовых хлоритов. [Например, с септоамезитом из руд коры выветривания в Новой Каледонии (см. табл. 25, № 2), на дебаэграммах которого 14 Å-линии отсутствуют*.] Следовательно, эти два хлорита наряду с хлоритом № 295, исследованным Г. А. Ковалевым (1956), хлоритом № 238 из лептохлоритово-бокситовой породы (Сердюченко, 1953), а также прохлоритом (Самойлов, 1906) или амезитом

Т а б л и ц а 12

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
\bar{x}	2,838	1,162	1,322	0,099	0,574	4,012	7,710	6,015	16,203	12,361

* Для хлорита из Путинцовского месторождения из-за небольшого диаметра камеры эта линия не могла быть получена.

(Лазаренко, 1950)—специфические. Не исключена возможность, что некоторые из них являются септохлоритами, а в отдельных анализах хлоритов высокое содержание Al обусловлено примесями.

Средние значения (\bar{x}) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{ок}$), общей (F) и частной (f) железистости, рассчитанные на основе пяти анализов, приведены в табл. 12.

Количество этих анализов недостаточно для строгой математической оценки сходства (различия) данного парагенетического типа с другими.

Сравнение средних составов парагенетических типов, представленных магнезиальными хлоритами

Для всех парагенетических типов, представленных магнезиальными хлоритами, характерна невысокая железистость, которая в среднем колеблется в пределах от 0 до 25 атомн. %. Содержание глинозема изменяется в значительных пределах — от 1,40 до 2,90 единиц в кристаллохимической формуле. Среднее содержание Si изменяется от 2,55 до 3,08. Наиболее магнезиальны хлориты из хромитов и контактово-метасоматических пород в парагенезисе с эпидотом и гранатом, включая хлориты в ассоциации с магномангнетитом. Наиболее железистые хлориты в этой группе — хлориты в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом. Последнему парагенетическому типу, как и следовало ожидать, присуща самая высокая глиноземистость. Самое низкое содержание Al в хлоритах из хромитов. Как уже отмечалось, хлориты из никеленосной коры выветривания характеризуются наиболее значительным содержанием Si, а самое низкое содержание Si у хлоритов в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом.

Для сравнения средних составов парагенетических типов нами использовался t -критерий (Стьюдента). Если 95%-ные доверительные интервалы средних значений (см. табл. 8—11) сравниваемых параметров не перекрываются, то значение t -критерия не приводится, поскольку в этом случае очевидно, что парагенетические типы отличаются друг от друга с вероятностью больше 95 %.

Парагенетические типы хлоритов, связанные с серпентинизированными перидотитами, т. е. хлориты из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений (1)*, из хромитов (2) и из никеленосной коры выветривания (3), с вероятностью больше 95% отличаются друг от друга по средней железистости. Кроме того, хлориты из хромитов и из никеленосной коры выветривания с вероятностью больше 99% по среднему содержанию хрома и никеля отличаются друг от друга и от всех остальных парагенетических типов.

Хлориты из десилицированных пород в гипербазитах в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом (4) и хлориты из контактово-метасоматических пород в парагенезисе с гранатом, эпидотом и магномангнетитом (5) отличаются друг от друга с вероятностью $> 99\%$ и по железистости (f), и по глиноземистости (Al).

Отметим, что хлориты 2, 3 и 5-го парагенетических типов отвечают пеннин-клинохлоровой подгруппе магнезиальной группы по В. П. Ивановой (1949), а хлориты 1, 4 и 9-го парагенетических типов — прохлорит-корундофиллитовой подгруппе.

* Цифра в скобках — номер парагенетического типа.

Хлориты из зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов

Хлориты данного парагенетического типа происходят из пород различного состава. Они характеризуются, по-видимому, сходными условиями формирования, однако для удобства описания мы сочли возможным разделить их на два подтипа, исходя главным образом из состава пород.

Хлориты из зеленых сланцев

Хлорит — минерал, широко распространенный в метаморфических породах низкой ступени, и самый характерный минерал фации зеленых сланцев. Естественно, что его положение в низкотемпературной ассоциации, взаимоотношения с другими минералами были и остаются предметом широкого обсуждения многих исследователей (Hess, 1933; Заварицкий, 1950; Mathias, 1952; Ramberg, 1952a; Половинкина, Иванова, 1953; Seit-saari, 1954; James, 1955; Ладиева, 1956; Avias, 1956; Miyashiro, 1957, 1958; Vaino, 1958; Seki, 1958; Равич, 1961 и др.). К сожалению, большинство петрографов уделяли мало внимания составу, свойствам и условиям устойчивости этого минерала. Мияширо (Miyashiro, 1957) сделал попытку восполнить этот пробел, однако в его распоряжении было лишь 13 хлоритов из зеленых сланцев, причем только в отношении четырех из них он не сомневался в чистоте и качестве использованного материала.

Нами в данный подтип включены хлориты из фации зеленых сланцев, а также единичные хлориты из фации эпидотовых амфиболов. Сюда же отнесены хлориты из метасоматических пород и диафоритов, образование которых происходило, по-видимому, при *PT*-условиях, близких к таковым фации зеленых сланцев.

По степени надежности все имеющиеся в нашем распоряжении анализы подразделены на четыре класса:

1) анализы, удовлетворяющие всем требованиям, описанным в предыдущих главах (см. Приложение 1, анализы 103—122); они наиболее надежны по сравнению с анализами других классов и использовались для решения всех задач;

2) анализы хлоритов, не удовлетворяющие хотя бы одному требованию;

3) неполные анализы и анализы, вычисленные по химическому и минералогическому составу пород;

4) спектральные анализы (de Vore, 1955a).

Анализы хлоритов второго — четвертого классов приведены в табл. 13. Надежность этих анализов невелика, и они использовались как дополнительный материал. Точки составов хлоритов первого класса изображены на рис. 14. Как видно из диаграммы, у хлоритов фации зеленых

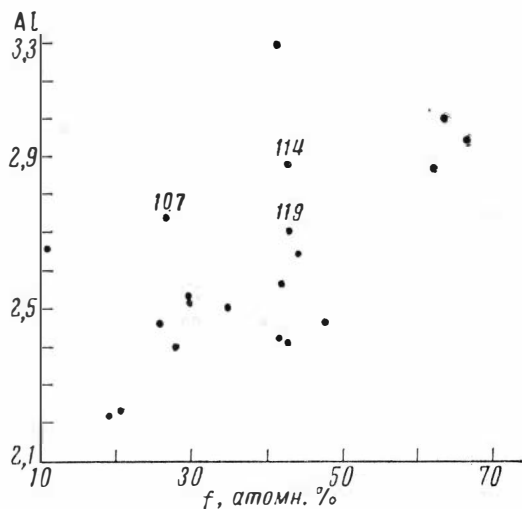


Рис. 14. Состав хлоритов из зеленых сланцев и эпидотовых амфиболов (№ 107, 114, 119)

Химический состав хлоритов (в %) из фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов, не удовлетворяющий указанным выше требованиям (стр. 7 и 21)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
322	26,01	—	20,57	6,42	18,09	—	0,37	16,26	—	0,34	1,21	—	10,82	—	100,09
323	25,39	—	21,49	9,51	17,23	—	0,22	15,76	—	0,84	1,25	—	8,33	—	100,02
324	28,74	0,41	18,76	4,16	34,32	—	0,13	4,38	0,28	0,16		8,40	—	0,20	99,94
325	27,48	0,62	17,29	6,30	31,95	—	0,03	6,14	0,20	1,66	0,22	8,11	—	—	100,00
326	31,14	0,57	18,28	5,13	27,70	—	0,01	5,77	0,09	4,26	0,34	6,18	—	0,47	99,94
327	36,10	0,53	12,57	5,50	24,30	—	0,07	8,50	0,55	2,20	1,26	7,73	—	1,10	100,41
328	23,82	1,10	18,32	12,93	30,57	—	0,71	4,86	0,29	0,50	0,40	6,04	—	—	99,54
329	28,93	—	21,68	0,72	9,75	—	—	27,66	1,51	—	—	—	9,49	—	99,74
330	27,95	0,68	22,58	2,87	19,34	—	0,25	14,17	1,50	0,15	0,45	—	11,02	0,15	101,11

Неполные анализы и анализы, вычисленные по химическому и минеральному составу пород

331	25,08	0,20	21,85	5,06	20,64	—	—	15,31	—	—	—	—	—	—	88,14
332	27,4	0,5	20,6	3,4	20,9	—	1,7	14,3	Сл.	—	0,1	—	11,1	—	100,0
333	25,8	0,8	20,8	—	21,0	—	0,4	18,6	0,4	0,3	0,6	—	11,3	—	100,0
334	28,2	—	24,9	0,2	26,8	—	—	10,9	—	—	—	—	9,0	—	100,0
335	25,2	—	23,4	2,2	16,9	—	0,1	20,6	—	—	—	—	11,6	—	100,0
336	25,7	—	22,2	4,4	13,7	—	0,3	22,5	—	—	—	—	11,2	—	100,0

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
<i>Спектральные анализы (de Vore, 1955a, стр. 168)</i>															
337	35,0	0,95	19,0	0,28	18,8	15,0	0,09	12,0	Сл.	—	0,2	—	—	—	101,32
338	36,0	0,48	21,0	—	—	19,0	0,15	9,6	Сл.	—	Сл.	—	—	—	86,23
339	43,0	1,50	18,5	—	—	12,9	0,05	3,2	Сл.	—	0,2	—	—	—	79,35
340	36,0	0,10	9,7	—	—	4,0	0,11	34,0	2,2	—	Сл.	—	—	—	86,11
341	31,0	0,78	22,0	—	—	12,7	0,60	21,0	Сл.	—	Сл.	—	—	—	81,08
342	40,0	0,55	17,5	—	—	9,6	0,24	14,0	2,1	—	Сл.	—	—	—	83,99
343	29,0	0,33	21,0	—	—	18,0	0,07	20,0	Сл.	—	Сл.	—	—	—	88,40
344	32,0	0,09	15,0	1,32	21,43	18,5	0,05	17,2	2,1	—	Сл.	—	—	—	107,69
345	30,0	0,08	24,0	—	—	21,0	0,25	14,0	Сл.	—	Сл.	—	—	—	89,33
346	30,0	0,17	24,0	—	—	23,0	0,24	13,2	Сл.	—	Сл.	—	—	—	90,61
347	29,0	0,24	25,0	—	—	22,0	0,12	12,0	Сл.	—	Сл.	—	—	—	88,36

322. Хлоритовый песок (чешуйки и короткие призмы) из трещин в зеленых сланцах; $N_e = 1,627$, $N_o = 1,624$; уд. вес = 2,91 [Jakob, Quervain, 1939 (1940)].

323. Хлоритовый песок (чешуйки и короткие призмы) из трещин в зеленых сланцах; $N_e = 1,628$; $N_o = 1,625$; уд. вес = 2,92 [Jakob, Quervain, 1939 (1940)].

324. Тюрингит из кварц-хлоритового сланца; $N_g = 1,662$; $N_m = 1,662$; $N_p = 1,665$ (—) 2V (Ладиева, 1956).

325. Тюрингит из гранат-биотит-хлоритового сланца (диафторита); примесь слюды (биотит); $N_g = 1,656$; $N_m = 1,654$; $N_p = 1,646$; Кривой Рог (Половинкина, Иванова, 1953).

326. Тюрингит из гранат-куммингтонит-хлоритового сланца (диафторита); $N_g = 1,660$; $N_p = 1,640$; (—) 2V; Кривой Рог (Половинкина, Иванова, 1953).

327. Афросидерит из метасоматической мусковит-биотит-хлоритовой породы; $N_m = 1,650$; (—) 2V; Кривой Рог (Половинкина, Иванова, 1953).

328. Тюрингит из хлоритового сланца (с небольшим количеством амфибола и титано-магнетита) (Гершюг, 1949).

329. Хлорит из хлоритового сланца; $P_2O_5 < 0,01$; $N_m = 1,590$; Парахе-Санта-Клара (Аргентина) (Poljak, 1959 — из РЖ «Геология», 1961, № 5).

330. Рипидолит из биотит-хлорит-гранатового сланца из Кангасала (Финляндия) (Seitsaari, 1954).

331. Хлорит из кварц-олигоклаз-мусковит-биотит-альмандинового сланца в Колленд-Ривер (Mason, 1962).

332. Хлорит из пиралспитсодержащих серицит-хлоритовых сланцев, Ойахана (Miyashiro, 1957).

333. Хлорит из хлорит-эпидот-альбитового сланца; Норвегия (Tilley, 1938).

334. Хлорит из хлорит-альбитового сланца; Аргайлшир (Wiseman, 1934).

335. Хлорит из хлорит-альбитового сланца; Норвегия (Tilley, 1938).

336. Хлорит из Султельма; Норвегия (Tilley, 1938).

С п е к т р а л ь н ы е а н а л и з ы (de Vore, 1955a, стр. 168)

Хлориты фашии зеленых сланцев

337. Хлорит-гранатовый сланец; Тирольс.

338. Хлорит-гранатовый сланец; Хусак-Туннель, Массачузетс.

339. Кварц-хлоритовый сланец; Хусак-Туннель, Массачузетс.

Хлориты верхней части эпидот-амфиболитовой фашии

340. Хлорит-магнетитовый сланец¹.

341. Хлорит-гранатовый сланец.

342. Хлоритовый сланец; Медисин-Бон-Маунтинз; Вайоминг.

343. Хлорит-гранатовый сланец.

344. Хлорит-гранатово-магнетитовый сланец.

345. Хлорит-амфибол-кварцевый сланец.

346. Хлоритовый сланец.

347. Хлорит-пиропиллит-магнетитовый сланец; Юго-Восточная Пеннсилванья.

¹ Образцы, для которых местность не указана, — из Ларамби-Рейндж, Вайоминг.

сланцев обнаруживается широкое колебание в содержании глинозема и железистости. Содержание глинозема изменяется от 2,20 до 3,20 единиц в кристаллохимической формуле, железистость — от 10 до 70 атомн.%. Устанавливается положительная зависимость между ростом Al и железистости. Вычисленный коэффициент корреляции $r_{Al} = +0,613$, $t = 2,92$. Самой низкой железистостью (11 атомн.%) обладает хлорит из хлоритовых сланцев Хейзельберг, Швейцария (Hödl, 1941).

Исходя из общего состава хлорита и описания Дира с сотрудниками (Deer a. o., 1962, стр. 154), мы предполагаем, что образование этих хлоритовых сланцев связано с региональным метаморфизмом ультраосновных пород. Низкой железистостью и самым низким содержанием Al характеризуются хлорит из хлоритовых сланцев Честер, Вермонт (Приложение 1, 104) и прохлорит из аспидно-хлоритовых сланцев Верховцевского района (№ 105). Аспидно-хлоритовые сланцы состоят из прохлорита (80—96%), тремолита, талька, биотита, кварца и карбонатов.

Наиболее железисты хлорит из гранат-хлоритового сланца с магнетитом и куммингтонитом балки Кандыбинской к западу от Кривого Рога и хлориты (№ 120, 122) из метаморфических пород нижнего палеозоя в окрестностях области Таконик, Вермонт (Zen E-an, 1960). Оба хлорита ассоциируют со многими типичными для зеленых сланцев минералами (мусковитом, серицитом, альбитом, кварцем, парагонитом и др.), кроме биотита. Хлорит № 122 взят из трещины в мягком, зеленом шиферном сланце, а хлорит № 120 происходит из парагонитового филлита в окрестностях Бен-Слайд. Порода состоит из мусковита, парагонита, хлорита, кварца и рутила. Средний показатель преломления сосуществующего мусковита 1,604, межплоскостное расстояние $d_{001} = 9,97$ (5) Å; для парагонита оно равно 9,62 (3) Å. Ассоциация с парагонитом в Бен-Слайд, возможно, самая низкотемпературная в данном районе. Парагонит не был обнаружен в типичных сланцах, несмотря на систематические поиски.

Почти одинаковой железистостью, изменяющейся в очень узких пределах (42—48 атомн.%), характеризуются восемь хлоритов из самых различных ассоциаций, образовавшихся по породам разнообразного состава и при различных P - T -условиях: два хлорита из хлорит-альбитовых сланцев, Спрингберн, Западный Отаго (№ 115, 116); хлорит из альбит-эпидот-хлорит-актинолит-кальцитовых сланцев (№ 117), Коронет-Пик, Вакаитипу, Западный Отаго; два хлорита из актинолит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовых сланцев (№ 111, 113) из района Гамата, образовавшихся за счет мафических вулканических пород; хлорит из слюдястого гнейса из Кангасала (№ 114) и хлориты из хлорит-роговообманково-альбитовых сланцев, образовавшихся за счет основных пород (№ 119), и из биотит-гранат-мусковит-кварц-альбитовых сланцев, происшедших за счет пелитовых пород (№ 118). Хлорит из слюдястого гнейса из Кангасала (Финляндия) ассоциирует с плагиоклазом № 40—42, биотитом и кварцем; следовательно, его образование происходило в P - T -условиях, отвечающих по крайней мере условиям эпидот-амфиболитовой фации, однако по железистости (43 атомн.%) он тождествен многим хлоритам фации зеленых сланцев.

Несколько иными ассоциациями характеризуются хлориты, обладающие более низкой железистостью (25—35 атомн.%) по сравнению с предыдущими. Для них, как правило, характерно отсутствие эпидота (№ 106—110, 112) за исключением хлорита из эпидотовых амфиболов, ассоциирующего с роговой обманкой (12,74 вес. % Al_2O_3), эпидотом и олигоклазом, а также рипидолита (№ 106) в парагенезисе с эпидот-цоизитом.

Для получения дополнительной информации на треугольной диаграмме (рис. 15) нанесены составы всех хлоритов данного подтипа. Хлориты, которые ложатся за полем анализов первого класса, в дальнейшем мы не принимаем во внимание.

Самой высокой железистостью, как и следовало ожидать, обладают хлориты железо-кремнистой формации Кривого Рога. Среди них имеем хлориты из кварц-хлоритовых, гранат-биотит-хлоритовых, гранат-куннингтонит-биотит-хлоритовых и мусковит-биотит-хлоритовых сланцев. Большинство из них образовалось в условиях ретроградного метаморфизма.

Чтобы попытаться объяснить причины широкого изменения железистости, сначала рассмотрим несколько имеющихся точек зрения.

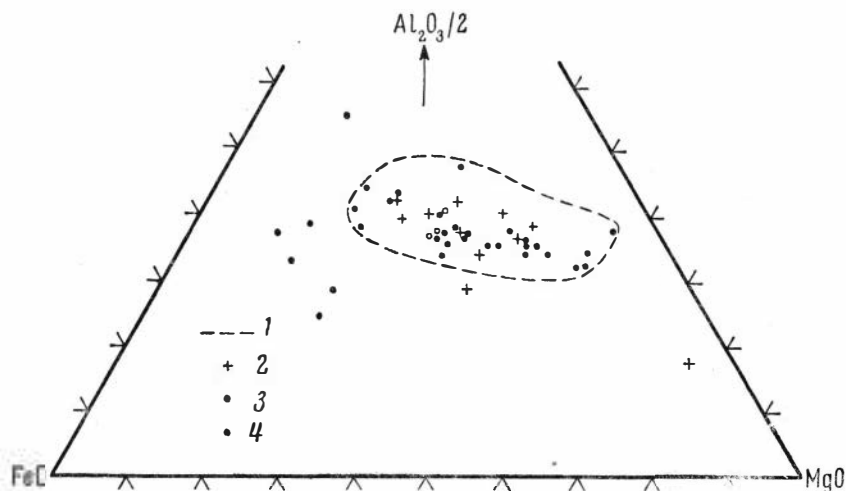


Рис. 15. Диаграмма $Al_2O_3/2$ — MgO — FeO для хлоритов фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. FeO означает $(FeO + 2Fe_2O_3 + 2Cr_2O_3 + MnO)$
 1 — граница поля анализов 1-го класса, 2 — анализы хлоритов эпидот-амфиболовой фации (в том числе спектральные анализы de Vore), 3 — анализы хлоритов в ассоциации с алмандином, 4 — прочие анализы

Мазон (Mason, 1962), изучая метаморфические породы в Южных Альпах Новой Зеландии, пришел к выводу, что показатель преломления хлорита изменяется систематически от пород хлоритовой зоны к породам более высокой ступени метаморфизма. В породах хлоритовой зоны грауваккового и аргиллитового состава средний показатель преломления хлорита равен 1,64, в то время как в породах более высокой ступени метаморфизма N_m хлорита обычно ниже 1,62—1,63. Эта черта, с точки зрения Мазона, по-видимому, объясняется перемещением некоторого количества железа из хлорита для образования биотита. Хлориты из сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма основных изверженных пород в биотитовой и алмандиновой зонах, имеют средний показатель преломления около 1,60 и, очевидно, богаче Mg , чем хлориты из сланцев грауваккового и аргиллитового состава. Основной вывод Мазона: с нарастанием степени метаморфизма уменьшаются показатель преломления и, следовательно, железистость хлоритов, образовавшихся по породам одинакового исходного состава (граувакки и аргиллиты).

Мияширо (Miyashiro, 1957) на основании нескольких замеров N_m хлоритов и сосуществующих актинолитов делает вывод, что показатель преломления обусловлен железистостью вмещающих пород.

Браун и Бейли (Brown, Bailey, 1962) в результате рентгеноструктурного анализа большого количества хлоритов и изучения их природных ассоциаций высказали предположение, что в некоторых хлоритах увеличение содержания железа и алюминия в четверной координации связано с увеличением температуры их образования.

Элби (Albee, 1962), исходя главным образом из экспериментально доказанного факта, что максимальная температура устойчивости Mg-хлорита выше температуры устойчивости Fe-хлорита, делает предположение, что хлорит содержит больше магния в породах с более высокой степенью метаморфизма.

Из краткого обзора видно, что по поводу поведения железистости в зависимости от PT -условий имеются противоречивые точки зрения. С другой стороны, эти выводы требуют более конкретного обоснования.

Весь имеющийся фактический материал не дает достоверного суждения об изменении железистости в зависимости от PT -условий. Можно лишь высказать предположение, что железистость хлоритов данной фации в основном зависит от состава пород.

Вкратце рассмотрим глиноземистость хлоритов данного подтипа. Как уже отмечалось, самой низкой глиноземистостью характеризуются хлорит из хлоритового сланца Честер, Вермонт и прохлорит из аспидно-хлоритового сланца в парагенезисе с тремолитом, тальком, биотитом и кварцем. Самое высокое содержание Al (3,20 единиц в кристаллохимической формуле) имеет хлорит (№ 111) из актинолит-эпидот-кварц-альбит-хлоритового сланца из района Гамата, образовавшегося за счет мафических пород. Однако другой хлорит из этого района в аналогичной ассоциации имеет самое низкое содержание Al (2,40 единиц), не считая хлоритов из Честер и Верховцевского района.

Такое резкое изменение содержания Al в хлоритах в одном и том же парагенезисе непонятно, и можно усомниться в качестве анализа № 111.

Примечательно, что хлориты из эпидот-амфиболитовой фации (№ 107, 114, 119) содержат Al больше, чем подавляющее количество хлоритов фации зеленых сланцев. Эта особенность сохраняется и на треугольной диаграмме, где нанесены анализы хлоритов более низкого качества. Так, хлорит из битовнит-хлорит-гранатового сланца, хлориты в ассоциации с альмандиновым гранатом (Mason, 1962; Miyashiro, 1957) и хлориты верхней части эпидот-амфиболитовой фации (de Vore, 1955b) содержат глинозем в больших количествах, чем подавляющее большинство хлоритов фации зеленых сланцев.

Следовательно, можно высказать предположение, что с увеличением температуры количество глинозема увеличивается. Однако для более достоверных выводов, касающихся связи изменения глинозема и железистости в зависимости от PT -условий и состава среды, требуется более надежный материал, в том числе изучение состава и свойств хлоритов во взаимоотношающихся ассоциациях, изучение смены парагенезисов по породам одинакового исходного состава и т. д.

Хлориты из кварцевых жил и гранитов

Подтип хлоритов из кварцевых жил и гранитов включает 29 хлоритов. Среди них мы имеем 19 хлоритов (123—125, 130, 131, 133—138, 142, 144, 145, 147, 149—152), взятых из кварцевых жил, в основном из месторождений горного хрусталя. Сюда же мы отнесли два хлорита из кварцевых жил в диоритах (№ 126, 132), четыре хлорита (№ 141, 143, 146, 148), связанных с гранитами, один хлорит (№ 139) из нижнедевонских кварцитов и три хлорита из кварц-карбонатных, кварц-эпидотовых и кварц-флюоритовых жил (№ 127—129) различных месторождений, но не ассоциирующих непосредственно с рудными минералами*.

Составы хлоритов в координатах Al— f изображены на рис. 16. Для группы в целом характерно значительное колебание железистости (f) —

* Хлориты из кварцевых жил в парагенезисе с рудными минералами (касситеритом, халькопиритом, арсенопиритом и др.) отнесены к хлоритам соответствующих типов месторождений.

от 16 до 86 атомн.%. Наименее железисты хлорит из каверны жильного кварца месторождения Карабайтам (Лавренко, Лазько, 1959), хлорит (№ 124) из кварцевой жилы в филлитах (Melon, 1938), а также хлорит (№ 125) из кварцевой жилы (или филлитов) в ассоциации с олигоклазом, слюдой, пиррофиллитом и родохрозитом (Melon, 1938). Их железистость не превышает 25 атомн.%.
 Наиболее железисты ($f = 75-86$ атомн.%) хлорит, образовавшийся за счет рибекита в пегматитах рибекитовых гранитов (№ 148), и два хлорита (№ 151, 152) в кварцевых жилах из Муант-Сатирист и Кальгурли, Западная Австралия.

Глиноземистость (Al) колеблется приблизительно от 2 до 3,10 единиц в кристаллохимической формуле. Наиболее высоко содержание глинозема в хлоритах (№ 124, 125), проанализированных Меллоном (Melon, 1938), из кварцевых жил в филлитах. Самое низкое количество глинозема содержит хлорит из каверны жильного кварца месторождения Карабайтам. Вообще последний хлорит резко отклоняется по этим параметрам от всех прочих. Е.И.Лавренко и Е.М.Лазько (1959) отметили, что хлориты с низким содержанием Al и железистости характерны для непромышленных хрусталеносных жил.

Как уже отмечалось, из-за отсутствия минеральных парагенезисов и других данных мы лишены

возможности объяснить эти значительные изменения в содержании Al и f .

Сравнение средних составов хлоритов из зеленых сланцев и хлоритов из кварцевых жил и гранитов приводит к следующим выводам:

1) по содержанию Si хлориты этих двух подтипов достоверно не различаются ($t = 1,6$, $t_{05|47|} \approx 2,02$, $t < t_{05}$);

2) достоверное отличие их по глинозему (Al) также отсутствует;

3) хлориты из кварцевых жил и гранитов в среднем несколько более железисты, чем хлориты из зеленых сланцев, однако различие по этому параметру неопределенно ($t = 2,14$, $t_{01} > t > t_{05}$).

Более высокая (в среднем) железистость хлоритов из кварцевых жил и гранитов по сравнению с хлоритами фации зеленых сланцев объясняется различием железистости в исходных породах. Зеленые сланцы образовались главным образом по основным породам, и, следовательно, хлориты из этих сланцев имеют несколько более низкую железистость по сравнению с хлоритами, образовавшимися в кварцевых жилах и гранитах.

Отсутствие значимых различий в составе хлоритов этих двух подтипов объясняется, возможно, сходными условиями образования. Большинство хрусталеносных кварцевых жил расположены непосредственно в зеленых сланцах, и условия образования в них хлоритов, вероятно, близки к таковым фации зеленых сланцев. Образование хлоритов в гранитах произошло, по-видимому, в условиях низкотемпературного диафореза. Из сравнения диаграмм Al— f (рис. 14 и 16) этих двух подтипов также видно,

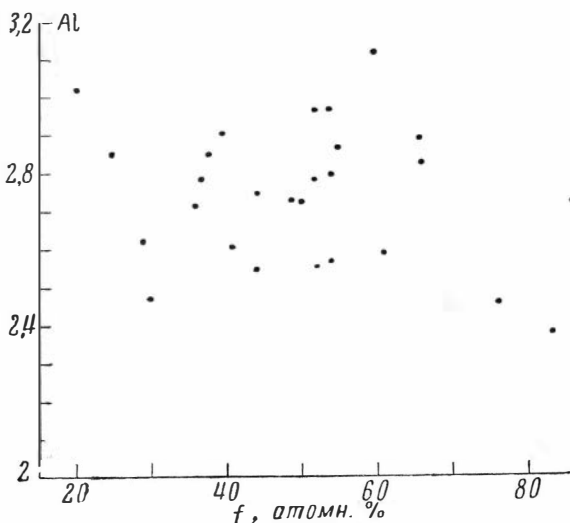


Рис. 16. Состав хлоритов из кварцевых жил и гранитов

что точки составов этих хлоритов полностью перекрываются за исключением четырех анализов (140, 148, 151 и 152). Прохлорит (№ 140) и тюрингит (№ 148) представляют собой специфические минералы, нехарактерные для данного парагенетического подтипа. Судя по составу хлоритов № 151 и 152, не исключена возможность, что вмещающие их кварцевые жилы связаны с оловорудными месторождениями. Поэтому эти четыре хлорита в вычисление среднего состава не вводились.

В табл. 14 приведены средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2 \sigma_{\bar{x}}$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (f') и частной (f) железистости для хлоритов из зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов, рассчитанные на основе 46 анализов. Кроме указанных в этой таблице катионов, 40 хлоритов этого парагенетического типа содержат марганец ($\bar{x}_{Mn} \approx 0,035$), один хлорит — Ni в количестве 0,017 единиц кристаллохимической формулы.

Таблица 14

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	ОН	$\Sigma_{o.k.}$	F	f
\bar{x}	2,707	1,293	1,387	0,225	1,784	2,541	7,745	5,968	44,816	41,982
$\bar{x} - 2\sigma_{\bar{x}}$	2,673	1,259	1,333	0,188	1,611	2,336	7,675	5,931	40,732	37,802
$\bar{x} + 2\sigma_{\bar{x}}$	2,741	1,327	1,441	0,262	1,957	2,746	7,815	6,005	48,900	46,162

Для группы в целом характерны высокое содержание глинозема и значительная железистость, причем между Al и f существует значимая положительная связь ($r_{Alf} = +0,5143$, $t = 3,08$). В среднем Al^{IV} лишь немного меньше Al^{VI}, но значимая корреляция между ними отсутствует.

Соотношение железистости хлоритов и других феррических минералов

Хлорит-актинолит

Многие исследователи (В. С. Соболев, 1950; Ramberg, 1952a; Д. С. Коржинский, 1963 и др.) подчеркивали ту важную роль, которую играет при выделении минеральных фаций учет соотношений состава минералов в природных ассоциациях. Одной из наиболее распространенных форм обобщения соотношений состава минералов является корреляционная диаграмма. Однако для хлоритов из-за отсутствия химических анализов сосуществующих минералов мы не можем построить подобную диаграмму. В этом случае интерес представляют и результаты оптического изучения железистости минералов.

На основании измерения больше 60 показателей преломления хлоритов Вайсман (Wiseman, 1934) показал, что N_m хлоритов в эпидиоритах, содержащих роговую обманку, колеблется от 1,605 до 1,635. Эта закономерность не выдерживается для хлоритов из эпидиоритов без роговой обманки и с малым количеством или полным отсутствием эпидота. Такие хлориты могут иметь N_m вплоть до 1,653. Имеется тесное взаимоотношение между N_m хлоритов и N_m роговых обманок. Средний показатель преломления роговых обманок сначала увеличивается медленно (до парагенезисов с хлоритами, у которых $N_m = 1,620$), после чего увеличение N_m роговых обманок идет гораздо быстрее. Ни один хлорит в ассоциации с роговой обманкой не имеет $N_m > 1,635$.

Мияширо (Miyashiro, 1957) определил оптические свойства многих хлоритов в сланцах низкой ступени метаморфизма в районе Госайсно — Такануки, плато Абакума. Полученные им результаты сходны с результатами Вайсмана. Мияширо отметил, что чем выше железистость вмещающих пород, тем выше показатель преломления хлорита и актинолита.

Единичные замеры показателей преломления приведены в работах Тилли (Tilley, 1938), Секи (Seki, 1958) и Банно (Banno, 1958).

Рамберг (Ramberg, 1952b) привел N_g для 15 хлоритов и сосуществующих актинолитов (неопубликованные данные de Vore). Результаты измерения показателей преломления хлоритов и сосуществующих актинолитов сведены в табл. 15.

Таблица 15

Показатели преломления и общая железистость (F) хлоритов и сосуществующих роговых обманок

№ анали- за	Актинолит		Хлорит		№ анали- за	Актинолит		Хлорит		№ анали- за	Актинолит		Хлорит	
	N_m	F	N_m	F		N_m	F	N_m	F		N_g	F	N_g	F
1	1,659	47	1,633	55	20	1,638	21	1,617	40	38	1,643	18	1,659	20
2	1,649	32	1,630	52	21	1,647	30	1,630	52	39	1,643	18	1,602	24
3	1,650	32	1,630	52	22	1,639	24	1,618	41	40	1,640	15	1,597	19
4	1,641	25	1,626	48	23	1,638	21	1,616	39	41	1,648	23	1,604	26
5	1,638	21	1,622	44	24	1,653	35	1,610	34	42	1,636	11	1,593	16
6	1,636	20	1,619	42	25	1,675	70	1,633	35	43	1,633	7	1,595	17
7	1,636	20	1,617	40	26	1,636	20	1,618	41	44	1,645	20	1,600	22
8	1,634	18	1,615	38	27	1,647	26	1,613	36	45	1,643	18	1,595	17
9	1,633	17	1,613	36	28	1,627	12	1,600	24	46	1,642	17	1,601	23
10	1,632	16	1,607	31	29	1,629	14	1,605	29	47	1,652	27	1,595	17
11	1,632	16	1,607	31	30	1,633	17	1,611	35	48	1,638	12	1,600	22
12	1,637	20	1,620	43	31	1,638	21	1,620	43	49	1,643	18	1,597	19
13	1,642	26	1,627	50	32	1,650	32	1,632	54	50	1,641	16	1,605	27
14	1,652	48,3*	1,630	52	33	1,637	20	1,629	51	51	1,648	23	1,592	15
15	1,637	20	1,610	41		N_g		N_m		52	1,638	12	1,598	20
16	1,633	17	1,608	32	34	1,648	20	1,610	34	53	1,642	17	1,600	22
17	1,633	17	1,608	32	35	1,662	34	1,635	57	54	1,687	63*	1,623	43,8*
18	1,637	20	1,615	38	36	1,651	21	1,624	47					
19	1,638	21	1,617	40	37	1,649	20	1,617	40					

* Общая железистость (F) вычислена на основе химического анализа минерала. В остальных случаях F роговых обманок определена по диаграммам В. С. Соболева (1950) и А. Д. Ракчеева (1956), а общая железистость хлоритов вычислена по линейным уравнениям регрессии: $F = 24 + 930(N_m - 1,600)$ и $F = 915 - 1441 N_g$.

Лишь слабая корреляционная связь намечается между N_g хлоритов и N_g актинолитов по данным Рамберга (Ramberg, 1952b). Однако почти во всех случаях показатель преломления роговых обманок больше показателя преломления хлоритов.

Пользуясь вспомогательными диаграммами и линейными уравнениями регрессии, мы вычислили общую железистость (F атомн. %) хлоритов и сосуществующих роговых обманок (табл. 15) по показателям преломления. По этим данным построена диаграмма соотношения железистости хлоритов и железистости сосуществующих актинолитов (рис. 17). Оказалось, что у 49 актинолитов из 53 F меньше, чем у сосуществующего хлорита, причем по парагенезисам актинолиты отвечают условиям фации зеленых сланцев. Это соотношение подтверждают данные, полученные из химических

Химический состав (в %) роговых обманок, ассоциирующих с хлоритами

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
1 (119)*	41,32	0,02	11,19	9,34	15,83	0,28	7,94	10,24	1,33	0,29	1,89	0,00	99,97
2 (107)	45,19	0,54	12,74	2,25	9,60	0,24	13,79	11,62	1,33	0,42	2,11	0,00	99,88
3 (117)	52,19	0,40	3,93	4,85	10,73	сл.	14,54	10,20	1,53	0,03	2,17	0,02	100,59

* 1 — роговая обманка — хлорит — измененный плагиоклаз; $N_g = 1,687$, $N_m = 1,671$, $N_p = 1,660$, $(+)$ 2V = 65–70°, $c : N_g = 22^\circ$; рудник Кийика (Saksela, 1960). 2 — роговая обманка из роговообманково-хлорит-эпидот-олигоклазового сланца; $P_2O_5 = 0,05$, $N_g = 1,663$, $N_p = 1,637$, $(-)$ 2V = 81°, $c : N_g = 20$; Пертшир (Shido, Miyashiro, 1959). 3 — актинолит из альбит-эпидот-актинолит-хлорит-кальцитового сланца; $N_g = 1,655$, $N_m = 1,650$, $N_p = 1,635$, 2V = 60°, $c : N_g = 18^\circ$; Коронет-Пик, Западное Отаго, Новая Зеландия (Hutton, 1938b). В скобках — номер анализа сосуществующего хлорита.

анализов хлорита и сосуществующего актинолита (табл. 16, № 3). Железистость актинолита (F 37 атомн.%) из альбит-эпидот-актинолит-хлорит-кальцитового сланца из Коронет-Пик ниже железистости сосуществующего хлорита (№ 117, $F = 47$ атомн.%). Содержание Al_2O_3 в этом актинолите 4 вес.%. Как отметили многие исследователи, такое низкое содержание Al_2O_3 характерно для актинолитов низкой ступени метаморфизма.

Иные соотношения железистости наблюдаются между роговыми обманками и хлоритами из эпидотовых амфиболитов. Общая железистость (F) роговой обманки (табл. 16, № 1) равна 63 атомн. % (Al_2O_3 11,19%), а общая железистость сосуществующего хлорита (№ 119) 44 атомн.%. У роговой обманки из роговообманково-эпидотово-олигоклазового сланца из Пертшира, содержащей Al_2O_3 12,74%,

F 46 атомн.%, а у хлорита (№ 107) в парагенезисе с нею — 29 атомн.%. Таким образом, как будто намечается экстремум при железистости, приблизительно равной 50 атомн.%. Однако точки правой части диаграммы по ассоциациям относятся к эпидот-амфиболитовой фации и, возможно, что различия в соотношениях железистости связаны с изменением содержания Al_2O_3 в актинолитах. Вследствие того, что использовались главным образом оптические данные и их количество (особенно для правой части диаграммы) сравнительно невелико, вопрос окончательно не решен.

Хлорит-гранат

Соотношение состава хлоритов и гранатов представляет значительный интерес. Многие исследователи (Miyashiro, 1953, 1957; Reed, 1958; Engel, Engel, 1960; Sturt, 1962 и др.) отметили, что гранат из низкотемператур-

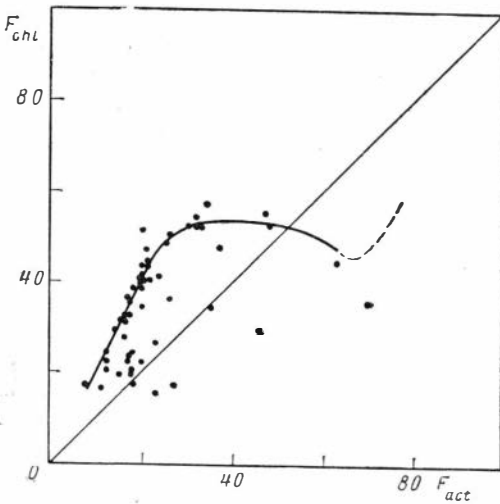


Рис. 17. Соотношение железистости хлоритов (F_{chl}) и сосуществующих актинолитов (F_{act})

Химический состав (в %) и физические свойства гранатов в хлоритсодержащих парагенезисах

	1 (331) *	2 (330)	3 (332)	4 (337)	5 (338)	6 (340)
SiO ₂	35,92	38,5	36,68	36,0	37,0	44,0
TiO ₂	1,17	—	0,85	0,11	0,42	0,31
Al ₂ O ₃	16,67	19,8	18,53	21,0	22,00	20,00
Fe ₂ O ₃	4,90	—	7,85	—	—	—
FeO	29,47	23,8	10,78	29,56	32,12	35,98
MnO	2,00	5,0	18,03	1,90	1,55	0,38
MgO	2,10	3,1	сл.	2,50	1,50	7,90
CaO	6,18	5,5	5,71	5,7	5,70	сл.
P ₂ O ₅	0,04	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,8	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,1	—	—	—
Сумма	98,45	95,7	99,33	96,77	100,29	108,57
N	1,795	1,809	—	—	—	—
a(A)	11,59	—	11,63	—	—	—
D	4,16	—	—	—	—	—

* 1 — альмандин из кварц-олигоклаз-мусковит-биотит-альмандинового сланца, Копленд-Ривер (Mason, 1962); 2 — гранат из битовнит-хлорит-гранатового сланца, Кангасала, Финляндия (Seitsaari, 1954); 3 — пиральспит [из пиральспитсодержащих серицит-хлоритовых сланцев, Япония (Miyashiro, 1957); 4 — гранат из хлорит-гранатового сланца, Тирольс (de Vore, 1955a); 5 — гранат из хлорит-гранатового сланца, Массачузетс (de Vore, 1955a); 6 — гранат из хлорит-гранат-магнетитового сланца; верхняя часть эпидот-амфиболитовой фации (de Vore, 1955a). В скобках — номер сосуществующего хлорита (табл. 15).

ных сланцев — марганцевый, в то время как высокотемпературные гранаты являются обычно альмандинами (рис. 18).

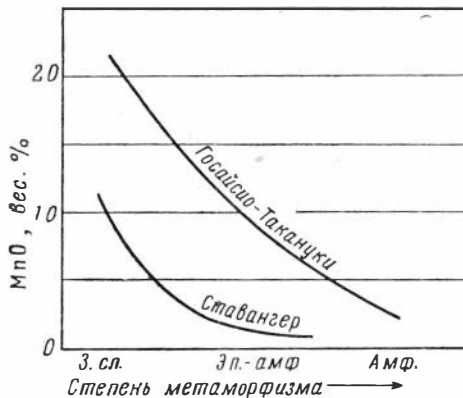


Рис. 18. Изменение содержания MnO в гранатах с увеличением степени метаморфизма (Miyashiro, 1953)

З. сл.— фация зеленых сланцев, Эп.-амф.— эпидот-амфиболитовая фация, Амф.— амфиболитовая фация]

В табл. 17 приведены химические и спектральные (de Vore, 1955a) анализы гранатов, ассоциирующих с хлоритами. Следует отметить, что качество анализов невысокое.

Соотношение составов гранатов и сосуществующих хлоритов показано на диаграмме (рис. 19), построенной на основе данных табл. 17.

Общая железистость (F) всех гранатов примерно в два раза выше, чем ассоциирующих хлоритов. В общем гранаты более марганцовистые. Гранаты из Кангасала и Копленд-Ривер взяты из пород более высокой ступени

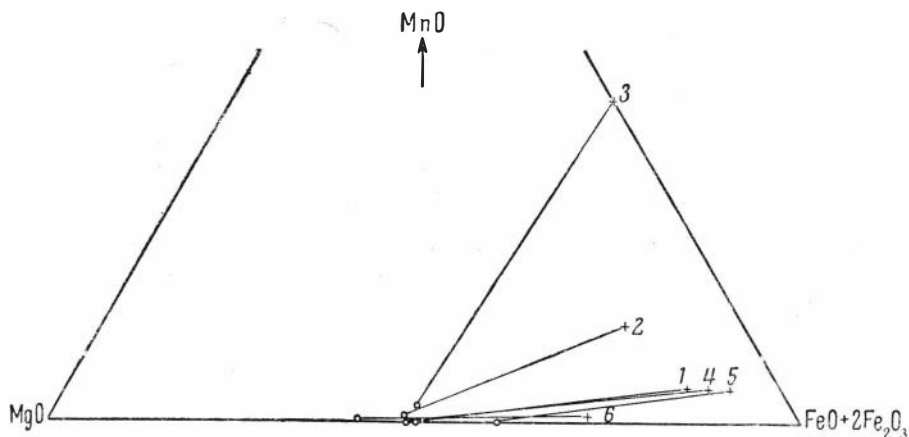


Рис. 19. Соотношение составов гранатов (крестики) и ассоциирующих хлоритов (точки).

1 — 6 — химические анализы граната (табл. 17)

метаморфизма, чем гранат из Ойахана; в соответствии с этим содержание MnO в них намного меньше. Мияширо (Miyashiro, 1953) предполагает, что это связано с уменьшением молярного объема гранатов при увеличении степени метаморфизма.

Хлорит-хлоритоид

Мы располагаем только одним анализом хлоритоида (SiO_2 25,18; TiO_2 0,40; Al_2O_3 39,48; Fe_2O_3 2,00; FeO 22,26; MgO 1,25; MnO 1,32; CaO 0,06; Na_2O 0,15; K_2O = 0,43; H_2O^+ 7,30; H_2O^- 0,06; сумма 99,89) в парагенезисе с хлоритом (d_{001} = 14,11 Å, Nm = 1,642), мусковитом (d_{001} = 9,98 Å) и парагонитом (d_{001} = 9,62 Å) (Zen E-an, 1962). Общая железистость хлоритоида 92,4 атомн. %, F хлорита [вычислена по уравнению (3,11)] 63 ± 5 атомн. %. Эти данные показывают, что хлоритоид более железистый, чем сосуществующий хлорит, что подтверждается и сравнением железистости хлоритов и хлоритоидов, вычисленной по оптическим свойствам из других сходных ассоциаций (табл. 18).

Хлорит-биотит

В нашем распоряжении имеется лишь один анализ биотита (SiO_2 36,02; TiO_2 2,42; Al_2O_3 17,34; Fe_2O_3 2,01; FeO 17,97; MgO 10,92; MnO 0,04; CaO 0,00; Na_2O 0,74; K_2O 8,27; H_2O^+ 3,46; H_2O^- 0,00; F 0,21; P_2O_5 0,17; сумма 99,57; Ng = 1,634; уд. вес = 3,06) в ассоциации с хлоритом (табл. 13, № 331) и альмандином (табл. 17, № 1) из кварц-олигоклаз-мусковит-биотит-альмандинового сланца Копленд-Ривер (Mason, 1962). Общая железистость альмандина (F = 91 атомн.%) гораздо выше общей железистости хлорита ($F \approx 48$) и биотита ($F \approx 49$). Как видно, общая железистость хлорита и биотита из этого парагенезиса, отвечающего условиям эпидот-амфиболитовой фации, приблизительно одинакова.

В табл. 19 приведены некоторые свойства хлоритов и сосуществующих минералов, для которых имеются пока лишь единичные замеры.

Средний показатель преломления (Nm) и общая железистость (F , атомн. %) хлоритов и хлоритоидов (использованы данные Zen E-an, 1960)

Хлорит		Хлоритоид		Добавочные фазы
Nm	F^*	Nm	F	
1,630	52	1,718	77	Мусковит, кварц То же
1,635	57	1,718	77	
1,634	56	1,72	80	»
1,630	52	1,722	84	»
1,628	51	1,720	80	»
1,636	58	1,720	80	»
1,628	51	1,725	91	»
1,638	60	1,720	80	»
1,633	55	1,715	75	Мусковит-гематит, кварц
1,633	55	1,721	82	
1,640	62	1,72	80	То же
1,66**	80	1,721	82	»
1,642	64	1,722	92,4***	Мусковит, парагонит, кварц, рутил
1,628	51	1,72	80	

* Общая железистость хлоритов определена по уравнению линейной регрессии: $F = 24 + 930 (Nm - 1,600)$, хлоритоидов — по графику Халфердаля (Halferdahl, 1961).

** Замер на единичном зерне.

*** F вычислена по химическому анализу хлоритоида.

Таблица 19

Некоторые физические свойства хлоритов и сосуществующих минералов

Хлорит	Сосуществующий минерал	Парагенезис	Источник
$Nm = 1,627$	Биотит: $Nm = 1,637$	Хлорит-биотит-эпидот-альбитовый амфиболит	Wiseman, 1934
$Nm = 1,642$; $d_{001} = 14,11 \text{ \AA}$	Мусковит: $d_{001} = 9,98 \text{ \AA}$ Парагонит: $d_{001} = 9,62 \text{ \AA}$	Мусковит-парагонит-хлоритоид-хлорит-кварцевая порода	Zen E-an, 1960
$Nm = 1,648$	Стильномелан: $Ng = Nm = 1,700$	Плагиоклаз, микроклин, мусковит, кварц, хлорит, стильномелан	
$Nm = 1,630$	Доломит: $\omega = 1,862$	Кальцит, доломит, хлорит	
$Ng = 1,598$ $Nm = 1,590$	Пумпеллит: $Ng = 1,686$; $Nm = 1,674$; $Np = 1,672$, $2V^+ < 10^\circ$	Актинолит-пумпеллит-хлорит-натриевый плагиоклаз (-титанит)	Seki a. Kuriyagawa, 1962
$d_{001} = 14,12 + 0,01 \text{ \AA}$ $Ng = Nm = 1,638 + 0,003$ $d_{001} = 14,15 + 0,01 \text{ \AA}$ $Np = Nm = 1,627 + 0,003$	Биотит: $Ng = Nm = 1,656$; $d_{001} = 10,05 \text{ \AA}$ Стильномелан: $Nm = Ng = 1,666 - 1,720$ Мусковит: $2V^- = 40^\circ$; $Nm = 1,589$; $Ng = 1,599$; $d_{001} = 19,92 \text{ \AA}$	Хлорит, мусковит, стильномелан, биотит. Браун предполагает, что минералы находятся в неравновесных отношениях	Brown, 1963

Экспериментальное изучение устойчивости хлоритов и физические условия метаморфизма фации зеленых сланцев

До последнего времени многие авторы принимали нижнюю температурную границу фации зеленых сланцев, а следовательно, и регионального метаморфизма, довольно низкой. По Рамбергу (Ramberg, 1952a), к фации зеленых сланцев следует относить осадочные породы, подвергшиеся диагенезу. Барт (1956) для фации зеленых сланцев определяет температурные границы от 100 до 250° или ниже, а верхнюю температурную границу эпидотовых амфиболитов оценивает в 400°.

Как отметил В. С. Соболев (1964), тенденция снижения температуры фации зеленых сланцев связана, в частности, с неправильным толкованием предварительных опытов Рамберга (Ramberg, 1952) по эпидотизации плагиоклазов. Тернер и Ферхуген (1961), используя экспериментальные данные по устойчивости минералов зеленых сланцев и принимая во внимание общее отсутствие метаморфизма в осадках многих глубоких геосинклиналей, полагают, что возможная температура фации равна 300—500°, а P_{H_2O} колеблется от 3000 до 8000 бар.

В. С. Соболев (Заварицкий, Соболев, 1961; Соболев, 1964) принимает в качестве нижнего предела температуры метаморфизма 400—450°, а верхней температурной границей эпидотовых амфиболитов и фации зеленых сланцев предлагает считать 600° в соответствии с границей устойчивости 14 Å-хлоритов.

Первые экспериментальные данные, касающиеся устойчивости хлоритов, были получены Йодером (Yoder, 1952), изучившим систему $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ при давлении водяного пара до 2100 бар и температурах от 430 до 990°. Приблизительно между 520 и 680° и при $P = 140 - 2100$ бар им был синтезирован клинохлор состава $Mg_3Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$, порошок которого хорошо согласуется с порошковой диаграммой природного лейхтенбергита. Верхний предел устойчивости клинохлора определяется реакцией клинохлор → форстерит + кордиерит + шпинель + пар, которая протекает при температуре 630° и давлении 140 бар, и 720° при 2100 бар. При температурах ниже 520° и давлении водяного пара от 140 до 2100 бар Йодер синтезировал фазу клинохлорового состава, но с 7 Å-структурой; он назвал ее глиноземистым серпентином. Йодер отметил, что глиноземистый серпентин выше 520° медленно переходит в клинохлор (14 Å), но превратить клинохлор в новую фазу ему не удалось.

При дальнейшем изучении этой системы Д. Рой и Р. Рой (D. Roy, R. Roy, 1955) получили сходные данные, но 14 Å-клинохлор ими синтезирован до 450°.

Нельсон и Рой (Nelson, Roy, 1958) установили, что при относительно невысоких температурах (обычно < 450°) между составами серпентина $6MgO \cdot 4SiO_2 \cdot 4H_2O$ и амезита $4MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$ можно синтезировать 7 Å-фазу любого состава; эти 7 Å-фазы они предложили назвать септохлоритами. При более высоких температурах между составами пенина $21MgO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 13SiO_2 \cdot 16H_2O$ и амезита ими синтезированы 14 Å-хлоритовые фазы. Самая низкая температура, при которой авторы синтезировали нормальные (14 Å) хлориты, 450°. При соответствующих P - T -условиях и синтетические, и природные септохлориты были превращены в хлориты 14 Å-структуры. Повышение давления, по данным Нельсона и Роя, способствует этому превращению, которое является полиморфным переходом. При 710° и 1000 атм клинохлор (14 Å) разлагался в их опыте на форстерит, шпинель и кордиерит, но в общем случае продукты разложения зависели от исходного состава. Для 14 Å-хлоритов состава пенина и амезита (синтетический) были получены более низкие температуры максимальной устойчивости. Поле устойчивости 14 Å-хлоритов, по данным

Нельсона и Роя, иллюстрируется псевдобинарным разрезом системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, приведенным на рис. 20.

Гиллери (Gillery, 1959) при рентгеноскопическом изучении синтетических $Mg - Al$ -серпентинов и хлоритов обнаружил однослойную и шестислойную полиморфные разновидности 7 \AA -септохлоритов.

Дальнейшее изучение системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ было проведено Фосеттом (Fawcett, 1962—1963) при $P_{H_2O} = 5-10 \text{ кбар}$. Он установил, что клинохлор стабилен до давлений водяного пара 10 кбар . При

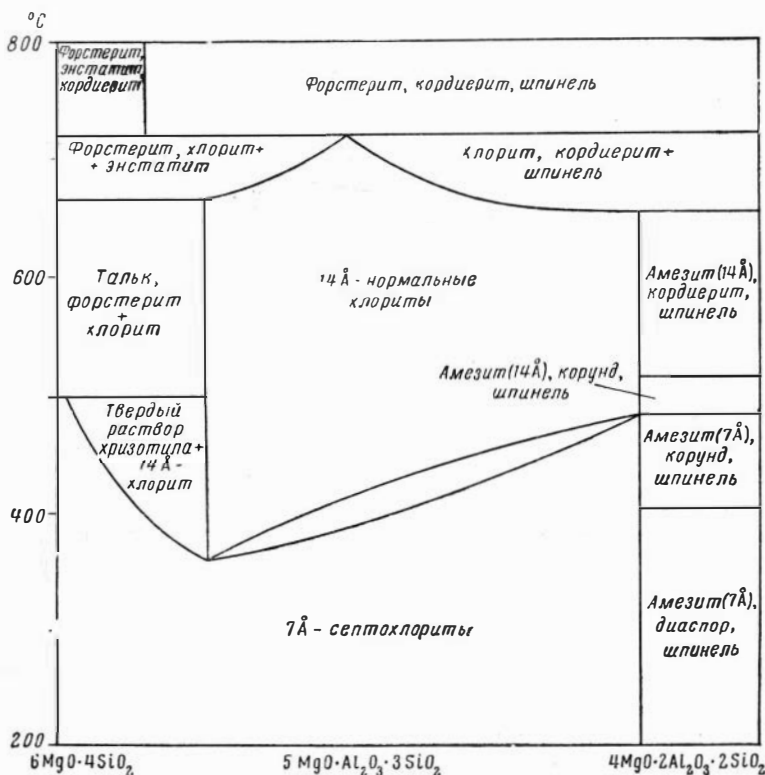


Рис. 20. Псевдобинарный разрез системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, характеризующий устойчивость хлоритов (по Нельсону и Роя)

$P_{H_2O} \approx 3 \text{ кбар}$ и выше клинохлор при нагревании замещался более глиноземистым хлоритом, тальком и форстеритом (рис. 21, кривая 3). Приблизительно на 15° выше проходит верхняя температурная граница (рис. 21, кривая 2) устойчивости магнезиальных хлоритов. Вообще фактический состав «предельных» хлоритов изменяется с изменением давления. Фоссет считает, что максимальная температура устойчивости при $P_{H_2O} = 5-10 \text{ кбар}$ достигается для магнезиальных хлоритов, состав которых лежит между составом клинохлора и амезита. Стабильные продукты разложения магнезиальных хлоритов, по мнению этого автора, изменяются в соответствии с давлением опытов: при $P_{H_2O} = 5-10 \text{ кбар}$ устойчивой ассоциацией будет форстерит + энстатит + шпинель, а при давлении водяного пара ниже 3 кбар — форстерит + кордиерит + шпинель. Во всех проведенных опытах получить обратимые реакции Фосетту не удалось.

Фосетт также сделал попытку определить инвариантную точку вдоль кривой разложения хлоритов, в которой сосуществуют клинохлор, форстерит, энстатит, кордиерит и шпинель. Было установлено, что она располагается при температуре $735 \pm 15^{\circ}$ между $2,5$ и $3,5 \text{ кбар}$.

Приблизительно в то же время независимо от Фосетт исследованием системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ занимался Сегнит (Segnit, 1963). Область давлений от 2 до 6 *кбар* осталась им не исследованной, но Сегнит предположил, что в этой области клинохлор разлагается на форстерит + энстатит + шпинель, что хорошо согласуется с опытами Фосетт. Верхняя граница устойчивости клинохлора, по Сегниту, определяется реакцией клинохлор \rightarrow форстерит + тальк + шпинель + пар, которая имеет место при 800° и $P_{H_2O} = 10$ *кбар*, и 830° и $P_{H_2O} = 15$ *кбар* (см. рис. 21, кривая 4).

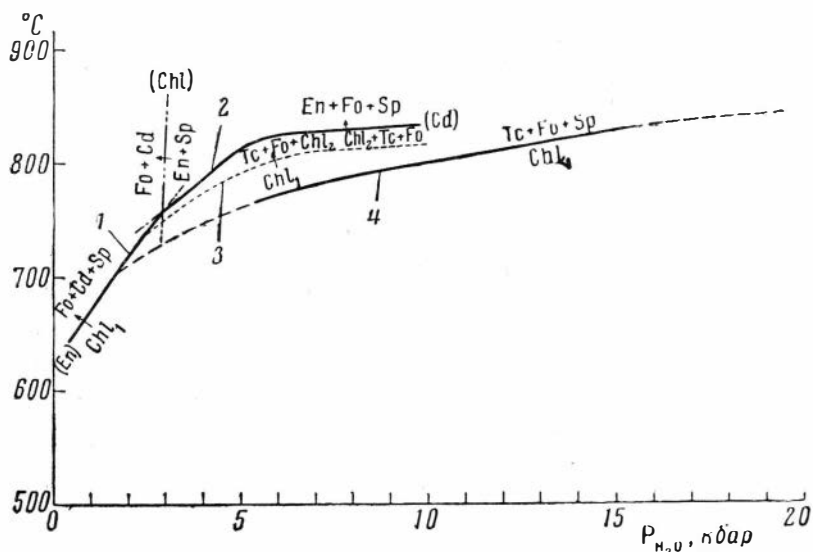


Рис. 21. Верхняя температурная граница устойчивости хлоритов, по данным Йодера, Фосетта и Сегнита, до P_{H_2O} , равного 20 *кбар*

1 — верхний предел устойчивости клинохлора в области P_{H_2O} до 2 *кбар* (Yoder, 1952); 2 — верхний предел устойчивости магнезиального хлорита (Fawcett, 1962—1963); 3 — то же, для хлорита состава клинохлора (Fawcett, 1962—1963); 4 — то же, для клинохлора (Segnit, 1963). Пунктиром показаны линии предполагаемых равновесий. Символы в скобках (En, Chl и Cd) относятся к фазам, отсутствующим на соответствующих кривых; Fo — форстерит; En — энстатит; Cd — кордиерит; Sp — шпинель; Tc — тальк; Chl — хлорит; Chl₁ — клинохлор; Chl₂ — хлорит более глиноземистый, чем клинохлор

Данные, касающиеся глиноземистого серпентина (септоамезита), полученные Сегнитом, отличаются от данных Нельсона и Роя. Так, Сегнит из смеси амезитового состава при $P_{H_2O} = 10$ *кбар* и при температурах 550, 700 и 725° синтезировал хорошо окристаллизованный Al-серпентин без каких-либо других фаз. При 800° им синтезирован 14 Å-хлорит, а при 750° — структура смешанных фаз. Исходя из этого, Сегнит предполагает возможность нахождения 7 Å-Al-серпентина в хлоритовых сланцах высокой ступени.

Несмотря на некоторую противоречивость данных, касающихся верхней температурной границы устойчивости магнезиальных хлоритов (преимущественно состава клинохлора), цитированные эксперименты вполне надежно определяют границу, выше которой хлориты заведомо неустойчивы.

Тот факт, что во всех опытах не были получены обратимые переходы (образование хлорита за счет его высокотемпературных продуктов разложения не наблюдалось), оставляет возможность предполагать, что истинная верхняя граница устойчивости Mg-хлоритов располагается при не-

сколько меньших температурах. Это сомнение усиливается еще и тем, что линия равновесия клинохлор \rightarrow тальк + форстерит + шпинель, полученная Сегнигом, несомненно метастабильная*, располагается при меньших температурах, чем якобы стабильное равновесие хлорит \rightarrow \rightarrow форстерит + энстатит + шпинель в опытах Фосетт. Это вполне определенно указывает на ошибочность выводов одного из упомянутых экспериментаторов. Можно предположить, что при более длительных выдержках разложение Mg-хлорита может быть достигнуто и при более низких температурах. Ревизия Гринвудом (Greenwood, 1963) старых данных Боуэна и Таттла (Боуэн, Таттл, 1950) по устойчивости талька лишний раз подтверждает правомочность подобных сомнений.

Таким образом, вопрос о верхней границе устойчивости хлоритов еще нельзя считать окончательно решенным.

Из-за необратимости реакции септохлорит \rightarrow 14 Å-хлорит в проделанных опытах вопрос о нижней температурной границе устойчивости 14 Å-хлоритов также недостаточно определен. Однако на основании накопившихся экспериментальных и природных данных можно полагать, что при температуре ниже приблизительно 450° (в общем случае температура перехода зависит от состава и давления) 14 Å-магнезиальные хлориты становятся неустойчивыми и вместо них появляются 7 Å-септохлориты.

Во всех указанных выше экспериментальных работах рассматривалась главным образом устойчивость магнезиальных хлоритов. Однако в метаморфических породах фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов гораздо более распространен железистый хлорит. В этой связи большой интерес представляет работа Турнока (Turnock, 1959—1960), исследовавшего устойчивость железистых хлоритов. Им были синтезированы дафнит $[\text{Fe}_{4,8}\text{Al}_{2,4}\text{Si}_{2,8}(\text{O},\text{OH})_{18}]$ и псевдотюрингит $[\text{Fe}_{4,2}\text{Al}_{3,6}\text{Si}_{2,2}(\text{O},\text{OH})_{18}]$ указанных составов $\pm 0,4$ содержания Al. В процессе этого синтеза вначале всегда образовывалась 7 Å-разновидность, которая при соответствующих условиях превращалась в 14 Å-хлорит. Самая низкая температура этого превращения железистых хлоритов 525° . Верхняя температурная граница устойчивости дафнита равна 590° при давлении 2000 бар (рис. 22). Это на 130° ниже температуры устойчивости клинохлора, приведенного Иодером. Окисление этого дафнита при высоком P_{O_2} понижает предел устойчивости еще на 25° . Для псевдотюрингита эти величины несколько ниже. Температурные различия между устойчивостью дафнита и псевдотюрингита — лишь ориентировочные, поскольку метод определения составов пока неточен.

Интересные экспериментальные данные получил Винклер (Winkler, 1957), изучавший минеральные превращения в свободных от извести гли-

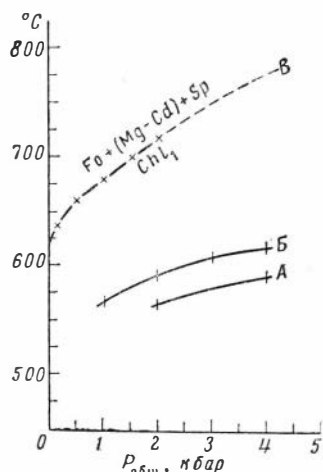


Рис. 22. PT-проекции верхней температурной границы устойчивости хлоритов (Turnock, 1959—1960)

Fo — форстерит, Mg — Cd — магнезиальный кордиерит, Sp — шпинель, Chl₁ — клинохлор; A — дафнит + пар = гематит + магнетит + муллит + кварц + пар (при P_{O_2} , соответствующем равновесию гематит + магнетит); B — дафнит + пар = фаялит + Fe-кордиерит + герцинит + пар (при P_{O_2} , соответствующем равновесию магнетит + вюстит); B — кривая устойчивости клинохлора по Иодеру

* Эта линия показана автором при температурах до 800° и выше, хотя Гринвуд (Greenwood, 1963) установил, что тальк с форстеритом неустойчив выше 700° вплоть до самых высоких давлений.

вах при давлении водяного пара 2000 атм, температуре от 400 до 750° и избытке воды, а также Винклер и Платен (Winkler, Platen, 1958), подвергшие гидротермальному и изохимическому исследованию иллит-кварцевые глины с добавлением NaCl при $P_{H_2O} = 2000$ атм и $T = 350-800^\circ$.

На основании полученных в опытах температур устойчивости определенных минеральных ассоциаций Винклер устанавливает верхний температурный предел зеленосланцевой фации в 550—525°.

Проведенные в последние годы исследования природных минеральных ассоциаций с привлечением рентгенометрического метода приводят к обнадеживающим результатам. Так, среди пород регионального метаморфизма не было обнаружено семиангстремовых фаз, хотя по исследованиям Сегнита (Segnit, 1963) нахождение высокоглиноземистого 7 Å-хлорита в хлоритовых сланцах высокой степени метаморфизма не исключено.

В таких природных ассоциациях, как хлорит-везувиан-гроссуляр (Bilgrami, 1960), андезин-хлорит-биотит-кварц (Seitsaari, 1954), хлорит образуется при температуре не ниже 400°.

Если в действительности хлорит из битовнит-хлорит-альмандинового сланца (Seitsaari, 1954) находится в равновесном парагенезисе и признаки многофазного метаморфизма отсутствуют, то не исключена возможность, что эта ассоциация образовалась при условиях амфиболитовой фации. Однако хлорит из этой ассоциации более глиноземистый и значительно более железистый, чем клинохлоры, синтезированные при высоких температурах (Nelson, Roy, 1958; Fawcett, 1962—1963; Segnit, 1963).

Как считает Фосетт (Fawcett, 1962—1963), отсутствие хлорита в метаморфических породах высоких ступеней обусловлено его реакциями с другими минералами скорее, чем разложением его при высоком давлении. Нельзя не учитывать также влияния железа на понижение поля устойчивости хлоритов.

Таким образом, весь фактический материал, а также экспериментальные исследования по устойчивости хлоритов и по моделированию природных условий метаморфизма позволяют принять в качестве нижнего температурного предела фации зеленых сланцев 400—450°.

Для проверки этого положения (В. С. Соболев, 1964) нужны дальнейшие эксперименты, а также термометрические исследования минералов, залегающих в зеленых сланцах и образующихся при более низких температурах, и детальные исследования распространенности септохлоритов в различных породах.

Хлориты из основных изверженных пород

Этот парагенетический тип включает 16 хлоритов из трещин, прожилков и жил в габбро, диабазах, базальтовых породах и амфиболитах, 9 хлоритов из миндалин и полостей в диабазах, базальтовых породах и туфах, а также пустот габбро и 3 хлорита из спилитов. Сюда же включен хлорит из родингита, который состоит из хлорита, сфена и диопсида, а также хлорит из хлорит-альбитовой породы, представляющей краевую часть дифференцированного силлоподобного амфибол-эпидот-альбитового диабаза.

Т а б л и ц а 20

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ²⁺	Mg	ОН	Σ _{о.к.}	F	f
\bar{x}	3,025	0,975	1,041	0,275	1,820	2,803	7,741	5,960	43,30	40,00
$\bar{x} - 2\sigma_{\bar{x}}$	2,936	0,887	0,946	0,170	1,629	2,518	7,623	5,885	38,78	35,72
$\bar{x} + 2\sigma_{\bar{x}}$	3,113	1,063	1,136	0,380	2,011	3,088	7,859	6,035	47,82	44,28

Составы этих хлоритов нанесены на диаграмму (рис. 23). Обращают на себя внимание значительные колебания и глиноземистости (Al), и железистости (f), которые изменяются от 1,30 до 2,80 единиц в кристаллохимической формуле и от 10 до 70 атомн. % соответственно. Самой низкой глиноземистостью обладают хлориты из диабазов, проанализированные Либе (№168, 171, 175), самой высокой — хлорит из трещин в амфиболитах (№172), а также хлориты из диабазов и базальтов (№ 155, 174, 176).

Средние значения (\bar{x}) и 95 %-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2\sigma_x$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости приведены в табл. 20. Кроме указанных в таблице элементов, в 12-ти хлоритах имеется MnO ($\bar{x}_{Mn} \approx 0,058$) и в одном 0,024 вес. % NiO и 0,08 F.

В среднем для всей группы характерно низкое содержание глинозема (Al = 2,016; $\sigma = 0,4472$), соответственно высокое содержание Si и значительная железистость. Как видно из графика (рис. 23), связь между глиноземом и железистостью отсутствует ($r_{AlIVf} = +0,058$; $r_{AlVI f} = +0,011$). Следует отметить высокую корреляцию между алюминием в четверной и в шестерной координациях ($r_{AlIVAlVI} = +0,665$, $t = 4,36$), а также между кремнеземом и суммарным алюминием ($r_{SiAl} = -0,913$, $t = 8,23$).

Коэффициент корреляции между кремнеземом и магнием незначимый ($r_{SiMg} = +0,142$, $t = 0,75$).

Хлориты из медных месторождений

Эта группа включает 24 хлорита из медных месторождений главным образом медно-колчеданного типа и 3 хлорита из медно-никелевых месторождений. Хлориты встречаются в разнообразных по составу породах и имеют различное отношение к рудному процессу. Это, по-видимому, обусловило широкие колебания и глиноземистости (от 1,60 до 2,90 единиц

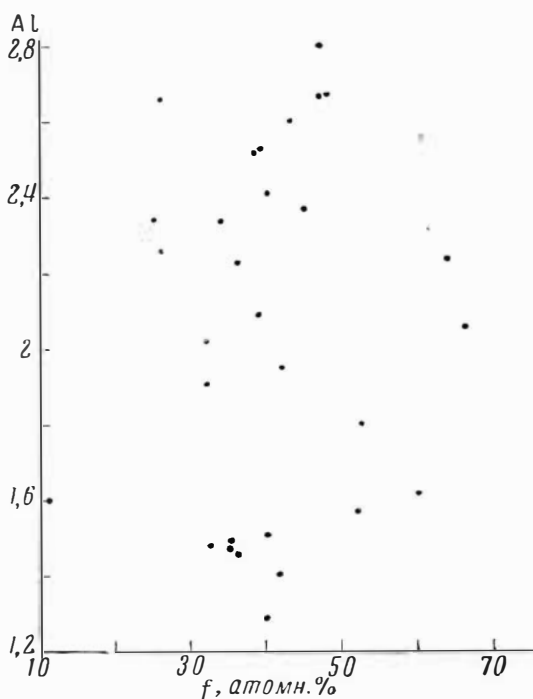


Рис. 23. Состав хлоритов из основных изверженных пород

Таблица 21

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg	ОН	$\Sigma_{o.k.}$	F	f
\bar{x}	2,802	1,198	1,216	0,263	1,896	2,586	7,746	5,986	45,813	42,713
$\bar{x} - 2\sigma_x$	2,728	1,124	1,129	0,205	1,642	2,311	7,632	5,956	40,224	37,250
$\bar{x} + 2\sigma_x$	2,876	1,272	1,303	0,321	2,150	2,861	7,860	6,016	51,402	48,176

в кристаллохимической формуле), и железистости (f от 15 до 80 атомн. %). Наиболее низкое содержание глинозема (рис. 24) в асбестовидном (поперечноволокнистом) хлорите, встреченном в виде жилок черного цвета в гидротермально измененном сланце на контакте с эпигенетическими рудными телами медно-никелевого месторождения, генетически связанном с ультраосновными породами (Иванова, Корнилов, 1958).

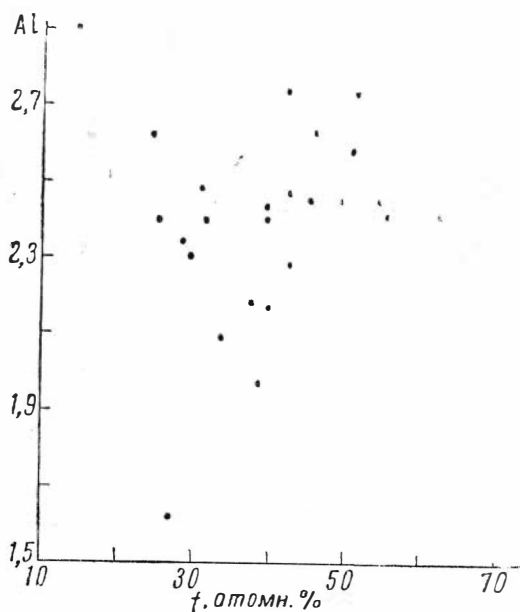


Рис. 24. Состав хлоритов из медных месторождений

По глинозему указанный хлорит резко отличается от всех хлоритов этой группы. Самое большое количество глинозема содержат хлориты (№ 183, 194, 200), для которых подробное описание не приводится. Низкой железистостью (30 атомн. %) характеризуются хлориты из хлоритизированных порфириров и кислых туфов Николаевского месторождения. Самую высокую железистость (80 атомн. %) имеют хлориты из кварцево-медных жил, описанные Сиродзу (Shirozu, 1958). Средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2\sigma_{\bar{x}}$) главных коэффициентов кристаллохи-

мической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости приведены в табл. 21. Интересно также отметить, что связь между Al^{IV} и Al^{VI} , а также между Al^{VI} и железистостью незначима ($r_{Al^{IV}Al^{VI}} = -0,2827$, $t = 1,40$; $r_{Al^{VI}f} = -0,0915$, $t = 0,45$). Имеется слабая положительная корреляция между Al^{IV} и железистостью ($r_{Al^{IV}f} = +0,4142$, $t = 2,13$).

Сравнение средних составов парагенетических типов, представленных железо-магнезиальными хлоритами

Для всех парагенетических типов железо-магнезиальных хлоритов характерна значительная железистость (f), которая изменяется в среднем от 30 до 55 атомн. %.

Глинозем колеблется в пределах от 1,80 до 2,89 единиц в кристаллохимической формуле. Железистость в среднем одинакова для всех трех парагенетических типов. Хлоритам из хлоритовых сланцев, кварцевых жил и гранитов присуща высокая глиноземистость.

Элби (Albee, 1962) отметил, что содержание Al в хлоритах из миндалин и жил мафических изверженных породах явно низкое, гораздо ниже значений Al в хлоритах из серпентинит-талковых ассоциаций. Наши данные показывают, что хлориты из основных изверженных пород действительно имеют низкое содержание Al и по этому параметру с вероятностью $> 99\%$ отличаются от всех парагенетических типов, представленных железо-магнезиальными хлоритами. Однако по среднему содержанию Al они значимо не отличаются от хлоритов из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений. Более низким содержанием Al по сравнению

с хлоритами из основных изверженных пород обладают лишь хлориты из хромитов. Эти два парагенетических типа по Al отличаются друг от друга с вероятностью $>99\%$ ($t = 2,81$, $t > t_{01}$).

Хлориты из медных месторождений с вероятностью $>99\%$ по Al отличаются как от хлоритов из фации зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов, так и от хлоритов из основных изверженных пород.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ХЛОРИТЫ

Хлориты из осадочных железных руд и песчаников

Этот парагенетический тип включает шесть хлоритов в ассоциации с сидеритом, кварцем, магнетитом из железорудных месторождений типа Шмидефельд (Тюрингия) и Малка (Северный Кавказ), два хлорита из железистых песчаников в ассоциации с сидеритом, кальцитом и фосфатом, хлорит из прожилка в красном железняке, где он смешан с сидеритом, и хлорит из карбонатно-шамозитового алевролита. Сюда же в основном из-за недостатка материала для составления самостоятельного парагенетического типа помещены три хлорита из зальбандов магнетит-гематитовых залежей в кварцитах и два хлорита из магнетит-гематитовых месторождений.

Точки составов этих хлоритов изображены на диаграмме (рис. 25). Для подавляющего количества анализов железистость (f) колеблется от 75 до 100 атомн.%, и лишь три хлорита отклоняются в сторону низкой железистости: оолитовый шамозит из карбонат-шамозитового алевролита, хлорит из зальбандов магнетит-гематитовых залежей в кварцитах и хлорит из рудной зоны Малкинского месторождения. Хлориты упомянутого месторождения подвержены очень сильным колебаниям состава и по качеству часто являются сомнительными.

Глинозем (Al) тоже подвержен значительным изменениям (от 2,10 до 3,00 единиц в кристаллохимической формуле).

Средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2\sigma_x$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости хлоритов этого парагенетического типа приведены в табл. 22.

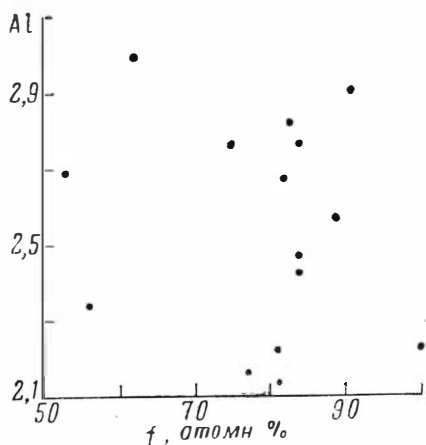


Рис. 25. Состав хлоритов из осадочных железных руд и песчаников

Таблица 22

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	ОН	$\Sigma_{o.k.}$	F	f
\bar{x}	2,630	1,370	1,171	0,587	3,217	0,865	7,862	5,872	81,430	78,744
$\bar{x} - 2\sigma_x$	2,538	1,278	1,055	0,435	2,911	0,615	7,748	5,812	75,982	72,421
$\bar{x} + 2\sigma_x$	2,722	1,462	1,287	0,739	3,523	1,115	7,976	5,932	86,878	85,067

В среднем для хлоритов характерны высокая железистость (F , f) и глиноземистость (Al). Значимая корреляция имеется лишь между Al в шестерной координации и окисным железом ($r_{Al^{VI}Fe^{2+}} = -0,648$, $t = 2,66$).

Хлориты из сульфидно-касситеритовых месторождений

Этот парагенетический тип включает лишь девять хлоритов. Последние являются минералами, специфически характерными для обширной группы оловянных месторождений, принадлежащих к так называемой сульфидно-касситеритовой формации. Часто хлорит в качестве главного жильного минерала слагает хлоритовые жилы, залегающие в кислых изверженных породах (гранитах, гранодиорит-порфирах и пр.). В парагенезисе с хлоритом находятся такие минералы, как магнетит, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, пирит, халькопирит, кобальтин и другие сульфиды. Отношение хлорита к рудному процессу различно: в одних случаях он выполняет промежутки между идиоморфными зернами магнетита, в других наблюдается среди агрегата касситерита без каких-либо следов разьедания, что свидетельствует о почти одновременном образовании хлорита и касситерита. В некоторых случаях хлорит выделяется почти одновременно с кобальтином, но предшествует сульфидам. Часто он располагается в виде пленки по арсенопириту и кварцу.

В табл. 23 приведены средние значения (\bar{x}) и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{x} \pm 2\sigma_{\bar{x}}$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), общей (F) и частной (f) железистости этих хлоритов. Следует указать, что в среднем Al^{VI} гораздо больше, чем Al^{IV} . Имеется значимая положительная связь между OH и закисным железом ($r_{OHFe^{2+}} = +0,77$, $t = 2,45$). По железистости этот тип представлен железистыми хлоритами.

Т а б л и ц а 23

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	OH	$\Sigma_{o.k.}$	F	f
\bar{x}	2,845	1,155	1,622	0,311	3,143	0,701	7,512	5,854	83,461	81,957
$\bar{x} - 2\sigma_{\bar{x}}$	2,658	0,969	1,532	0,142	2,823	0,419	7,314	5,783	77,235	75,102
$\bar{x} + 2\sigma_{\bar{x}}$	3,032	1,341	1,712	0,480	3,463	0,983	7,710	5,925	89,687	88,812

Оба парагенетических типа не различаются достоверно ни по глиноземистости ($t = 1,67$, $t < t_{05}$), ни по железистости ($t = 0,9$, $t < t_{05}$). Однако по среднему содержанию Al^{VI} различие достоверно с вероятностью $>99\%$ ($t = 4,2$, $t_{01} = 2,81$, $t > t_{01}$).

СРАВНЕНИЕ СРЕДНИХ СОСТАВОВ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ХЛОРИТОВ

Общее представление об изменении среднего содержания основных компонентов (Al, Si, Fe) во всех выделенных парагенетических типах хлоритов, а также об их различии дает рис. 26, на котором изображены 95%-ные доверительные эллипсы (Хальд, 1956) *. По оси абсцисс отложены значения железистости (f), по оси ординат в сторону положительных величин нанесены значения Al, в сторону отрицательных — значения Si. На этих осях соответствующие 95%-ные доверительные интервалы для

* На рис. 26 оси эллипсов изображены параллельными координатным осям, поскольку для подавляющего числа парагенетических типов связь между переменными незначима.

каждого типа будут представлять отрезки различной длины. Цифры в доверительных эллипсах означают номер парагенетических типов (см. стр. 22) и число анализов в них (например, $n = 19$).

Средние значения Al для всех парагенетических типов укладываются в интервале от 1,45 до 2,95 единиц в кристаллохимической формуле. Из аналитических данных для магнезиальных хлоритов различных парагенетических типов хорошо видно, что хлорит имеет наиболее высокое

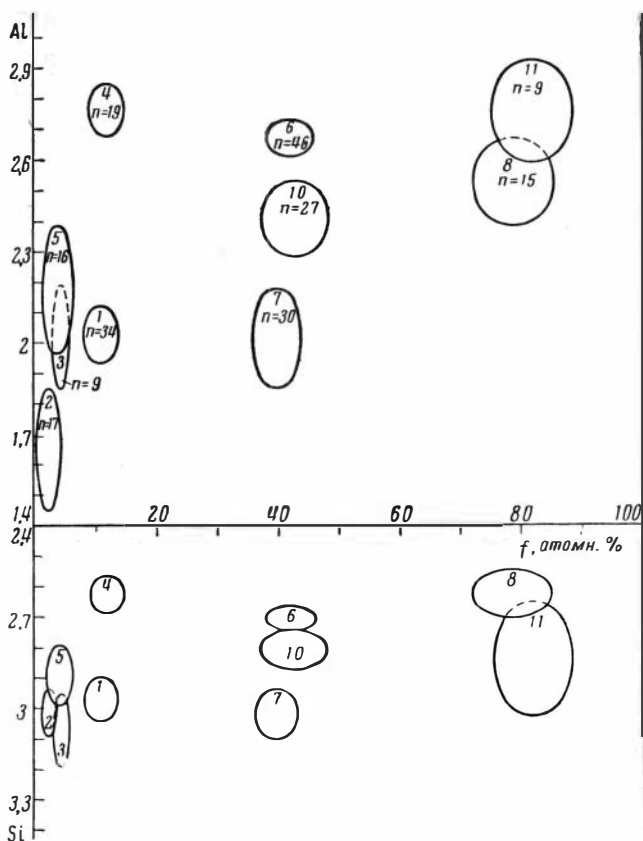


Рис. 26. 95%-ные доверительные эллипсы, построенные по средним значениям величин Al, Si и f парагенетических типов хлоритов

содержание Al в парагенезисе с минералами, богатыми алюминием, самое низкое — в ассоциации с минералами, бедными алюминием, что согласуется с данными Элби (Albee, 1962). Так, хлориты, связанные с различной степенью измененными ультраосновными породами, в ассоциации с серпентином, тальком, хромитами и хлориты из карбонатных пород имеют сравнительно невысокое содержание Al, а хлориты в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом — довольно высокое содержание Al. Среднее содержание Al в хлоритах из основных пород равно 2,017, и по этому параметру они не отличаются значимо от хлоритов из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений (тип 1), хлоритов из никеленосной коры выветривания (тип 3), а также хлоритов из контактово-метасоматических пород в ассоциации с эпидотом и гранатом, включая хлориты в парагенезисе с магномagnetитом. Столь низкое содержание Al в хлоритах из основных пород, как отмечалось Элби (Albee, 1962), не совсем понятно.

По среднему содержанию Al хлориты из фации зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов с вероятностью $> 99\%$ отличаются от хлоритов из медных месторождений ($t = 4,70, t > t_{01}$), но не отличаются достоверно от хлоритов в парагенезисе с корундом и маргаритом ($t = 0,5, t < t_{05}$), а также от хлоритов из осадочных железных руд и песчаников и хлоритов из касситеритовых месторождений. Последний парагенетический тип, как это видно на рис. 26, с вероятностью $> 95\%$ отличается от хлоритов из медных месторождений. В большинстве парагенетических типов (1, 4—7, 10) отношение среднего содержания $Al^{IV}: Al^{VI}$ приближается к 1:1. Во 2 и 8-м парагенетических типах Al^{IV} значительно больше, чем Al^{VI} , а в 3, 9 и особенно 11-м гораздо меньше. Значимая положительная связь между ними имеется лишь в типах 1, 2, 5 и 7.

Железистость в хлоритах различных типов варьирует в широких пределах и, как отмечали некоторые исследователи (Albee, 1962; Miyashiro, 1957), по-видимому, зависит в основном от железистости пород и соотношений с другими фемическими минералами. Для многих парагенетических типов железистость такая, какую можно ожидать исходя из состава пород, что хорошо иллюстрирует железистость хлоритов из 1—3, 7 и 8-го парагенетических типов.

Значимая положительная связь между железистостью и содержанием алюминия имеется лишь в 1 и 6-м парагенетических типах. Максимальное среднее содержание Fe^{3+} достигает 0,587 единиц в кристаллохимической формуле в хлоритах из осадочных железных руд и песчаников, причем, как правило, высокое содержание Fe^{3+} сопровождается высоким содержанием Fe^{2+} , хотя это не выдерживается в парагенетических типах хлоритов, представленных магнезиальными разновидностями.

Содержание хрома и никеля сильно зависит от состава пород. Так, 17 хлоритов в ассоциации с хромитами содержат в среднем 0,239 единиц Cr в кристаллохимической формуле, остальные 16 хлоритов, связанных с серпентинитами, содержат сотые доли Cr в кристаллохимической формуле, а среди 172 хлоритов других парагенетических типов лишь шесть хлоритов содержат ничтожное количество Cr. Такая картина сохраняется и для Ni. Среди 61 хлорита, связанного с ультраосновными породами, больше трети содержат Ni, в то время как среди 172 хлоритов остальных парагенетических типов — лишь 6 хлоритов.

В этом отношении Mn может быть назван «сквозным» элементом, поскольку не устанавливается четкая зависимость между его содержанием и парагенезисом или составом пород. Самое высокое содержание Mn среди хлоритов рассматриваемых парагенетических типов наблюдается в хлоритах из сульфид-касситеритовых месторождений ($\bar{x}_{Mn} = 0,076$), самое низкое (десятые доли вес. %) — в хлоритах в ассоциации с хромитами и в контактово-метасоматических породах.

Кроме описанных парагенетических типов, в нашем распоряжении имеются три хлорита из марганцевых руд (см. Приложение 1, № 234—236) и два хлорита из бокситовых пород (№ 237, 238) на Урале. Среди остальных хлоритов, оставленных для обработки, 14 — в ассоциациями, недостаточными для составления самостоятельных парагенетических типов, а для других нам не удалось найти описания парагенезисов.

В табл. 24 приведены значимые парные коэффициенты корреляции (r) между содержанием главных катионов для всех парагенетических типов. Величины в скобках соответствуют номерам парагенетических типов; 95%-ные уровни значимости для различных n даны в таблице внизу. Критерием различия выборочных коэффициентов корреляции (Урбах, 1963) будет:

$$u_{z'-z''} = \frac{|z' - z''|}{S_{z'-z''}} > u_{\beta},$$

где

$$S_{z'-z''} = \sqrt{\frac{1}{n'-3} + \frac{1}{n''-3}}$$

Из сравнения значимых коэффициентов корреляции содержания главных катионов всех парагенетических типов следует, что при данном количестве наблюдений достоверного различия нет.

Таблица 24

Значимые парные коэффициенты корреляции (r) между значениями главных коэффициентов кристаллохимической формулы

	Si	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺		Mg
OH	-0,470 (10)	-0,643 (3) -0,467 (6) -0,576 (10)		-0,672 (2) +0,770 (11)		-0,673 (11)
Mg	+0,374 (1) +0,503 (4) +0,661 (5) +0,372 (6)	-0,568 (1) -0,890 (5) -0,524 (6)	-0,886 (3) -0,830 (5) -0,554 (7) -0,392 (10)	-0,853 (1); -0,570 (2); -0,930 (4); -0,840 (11);	-0,903 (6) -0,621 (7) -0,873 (8) -0,857 (10)	
Fe ²⁺	-0,653 (4) -0,445 (6) -0,489 (10)					
Fe ³⁺	+0,524 (2) -0,646 (5)	-0,586 (4) +0,697 (5) -0,648 (8)				
Al ^{VI}	-0,619 (1) -0,517 (2) -0,665 (7) -0,727 (5)	1. $n = 34$; 2. $n = 17$; 3. $n = 9$; 4. $n = 19$; 5. $n = 16$;	$r \geq 0,35$; $r \geq 0,49$; $r \geq 0,67$; $r \geq 0,45$; $r \geq 0,50$;	6. $n = 46$; 7. $n = 30$; 8. $n = 15$; 10. $n = 27$; 11. $n = 9$;	$r \geq 0,30$; $r \geq 0,37$; $r \geq 0,51$; $r \geq 0,39$; $r \geq 0,67$.	

Чейз (Chayes, 1960) показал, что если два катиона входят в одну ячейку и сумма их постоянна, то $\sigma_x^2 = \sigma_y^2$ и $r_{xy} = -1$. Это хорошо иллюстрирует пара Si — Al^{IV}: из расчета кристаллохимической формулы следует, что Si + Al^{IV} = 4 и $r_{SiAl^{IV}} = -1$. По-видимому, справедливо и обратное заключение: при $r \approx -1$ ($r \geq -0,9$) пара катионов входит в одну ячейку при приблизительно постоянной сумме. Как видно из табл. 24, такое соотношение мы имеем для пары Mg — Fe²⁺ в хлоритах в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом и хлоритах из фации зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов.

Наряду с изоморфизмом типа Mg — Fe²⁺, наличие которого подтверждают высокие отрицательные коэффициенты корреляции Mg с Fe²⁺, для большинства парагенетических типов осуществляется изоморфизм типа Al^{IV}Al^{VI} — SiMg. Об этом свидетельствуют высокие отрицательные коэффициенты корреляции между Al^{VI} и Mg, положительные между Si и Mg и отрицательные между Al^{VI} и Si (или положительные между Al^{IV} и Al^{VI}), особенно для хлоритов из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений, а также хлоритов из контактово-метасоматических пород в ассоциации с эпидотом, гранатом и др.

Как уже отмечалось, спорным и сложным вопросом является вопрос о вхождении Fe^{3+} в решетку хлоритов. Большинство исследователей рассматривают Fe^{3+} как замену $\text{Fe}^{2+}\text{OH} - \text{Fe}^{3+}\text{O}$. Однако отсутствие значимой связи Fe^{3+} с OH для всех парагенетических типов и намечающаяся положительная связь между Fe^{3+} и OH для 2—6 и 8-го типов заставляют усомниться в справедливости такой трактовки.

Фостер (Foster, 1962) предполагает, что если количество Al^{VI} меньше количества Al^{IV} , то присутствует какой-то другой октаэдрический трехвалентный катион, обычно Fe^{3+} , замещающий Al , чтобы дополнить необходимый октаэдрический положительный заряд для компенсации тетраэдрического отрицательного заряда. Как видно из табл. 24, такой вид изоморфизма, возможно, имеется в хлоритах 4 и 8-го парагенетических типов, тем более, что $r_{\text{Al}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}/\text{SiMg}} = -0,79$ (для 4-го типа) и $r_{\text{Al}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}/\text{SiMg}} = -0,69$ (для 8-го типа), хотя в 4-м парагенетическом типе среднее содержание $\text{Al}^{\text{VI}} \geq \text{Al}^{\text{IV}}$. В 5-м парагенетическом типе $r_{\text{Fe}^{3+}\text{Al}^{\text{VI}}} = +0,697$, но частный коэффициент корреляции при постоянном Mg незначимый и отрицательный: $r_{\text{Fe}^{3+}\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Mg}} = -0,16$. Суммарный коэффициент корреляции для этого типа $r_{(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+})\text{Si}} = -0,75$. Следовательно, в некоторых парагенетических типах не исключена возможность гетеровалентного изоморфизма типа $\text{SiMg} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}\text{Fe}^{3+}$.

КЛАССИФИКАЦИЯ ХЛОРИТОВ

Хлориты представляют группу минералов, в которой осуществляется широкий изоморфизм различных типов. Благодаря этому существует много изоморфных разновидностей, которым, к сожалению, часто приписывались самостоятельные названия. Известно больше 50 названий хлоритов, причем многие из них представляют собой лишь синонимы. Все это очень усложняет классификацию хлоритов, и поэтому естественно наметившееся за последнее время стремление исследователей к сокращению этих названий. Однако, несмотря на то, что существует множество работ (немногим меньше, чем предложенных названий), посвященных вопросам классификации хлоритов, проблема не решена и границы большинства предлагаемых разновидностей хлоритов носят условный характер.

Мы не будем останавливаться на разборе классификаций, не получивших широкого распространения (Dschang, 1931; Holzner, 1938, и др.), а также на некоторых хорошо известных классификациях (Winchell, 1926, 1936; Orcel, 1927; Orcel et al., 1950; Сердюченко, 1953, и др.). Вкратце остановимся на классификации В. П. Ивановой (Иванова, 1949), Хейя (Heу, 1954) и Фостера (Foster, 1962), которые в некоторой степени переплетаются с нашими данными и представлениями.

В. П. Иванова (1949) на основании химического, термического и оптического изучения 60-ти образцов хлоритов разделила хлориты на три группы: магнезиальную, магнезиально-железистую, или рипидолитовую, и железистую, или афросидерито-тюрингитовую. Границы этих трех групп приблизительно соответствуют 30 и 65 атомн. % общей железистости (без учета Cr_2O_3). Магнезиальные хлориты имеют Nm от 1,570 до 1,620, дву-преломление — до 0,011 и характеризуются определенными термическими данными. Внутри магнезиальной группы Ивановой выделены пеннин-клинохлоровая (кеммерерит, кочубейт, пеннин, клинохлор, клинохлор-прохлорит) подгруппа ($Nm = 1,570-1,590$) и прохлорит-корундо-филлитовая (прохлорит-клинохлор, рипидолит, прохлорит, корундофиллит) подгруппа. Прохлорит-корундофиллитовая подгруппа отличается от первой повышенным содержанием Al_2O_3 и повышенной железистостью, а также характером второго эндотермического эффекта. Две другие группы отличаются в основном железистостью (а следовательно, оптическими данными) и термическими характеристиками.

В. И. Михеев и Н. А. Корнилов, приняв за основу классификацию В. П. Ивановой, показали, что эти три группы хлоритов отличаются значениями параметров $c \sin \beta$ и b_0 , а также другими характеристиками, получаемыми из рентгенограмм. Так, В. И. Михеев (1953) указывает, что для магнезиальных хлоритов b_0 изменяется от 9,12 до 9,28 kX , а величина $c \sin \beta$ довольно переменна: для железисто-магнезиальных хлоритов b_0 колеблется от 9,22 до 9,45, а $c \sin \beta > 14,2 kX$; для железистых хлоритов $b_0 > 9,30 kX$ и $\sin \beta < 14,0 kX$. Однако из приведенного В. И. Михеевым графика видно, что, во-первых, им использованы данные, для многих из которых точность определения b_0 и $c \sin \beta$ невелика; во-вторых, помимо 14 Å-хлоритов для построения графика использовались 7 Å-хлориты, а также непуиты и джефферзиты; в-третьих, параметр $c \sin \beta$ изменяется постепенно, и из графика отнюдь не следует такое четкое различие $c \sin \beta$ по группам. Так, в группу железистых хлоритов попадают не только хлориты с $c \sin \beta < 14,0 kX$, но и хлориты с $c \sin \beta > 14,0 kX$ ($n = 6$).

Хей (Heu, 1954) в результате статистической обработки литературных данных предложил новую классификацию хлоритов, которая изображена на рис. 27. Остановимся на основных моментах его классификации.

1. Все хлориты по содержанию Fe_2O_3 разбиваются на две группы: неокисленные ($Fe_2O_3 < 4$ вес. %) и окисленные ($Fe_2O_3 > 4$ вес. %). Граница 4% Fe_2O_3 выбрана Хеем условно.

2. Внутри каждой группы по значению Si и железистости ($\frac{Fe^{СУМ}}{Fe + Mg}$) выделяется несколько разновидностей. Разновидности внутри неокисленных хлоритов изображены на рис. 27. Внутри окисленных хлоритов Хей выделил три разновидности: тюрингит (Si 2—2,8), шамозит (Si 2,8—3,1) и делессит (Si 3,1—4). Остается неясным, на основе каких данных приписывалось название отдельным разновидностям.

3. Выделены три разновидности Mn-содержащих хлоритов: пеннантит, гренгезит и Mn-пеннин.

4. В соответствии с содержанием хрома Хей предлагает называть Cr-клинохлором хлориты, содержащие $Cr_2O_3 < 4\%$, и кочубейтами — клинохлоры, содержащие $Cr_2O_3 > 4\%$. По Хею, кеммерерит — разновидность пеннина. Граница, соответствующая 4% Cr_2O_3 , выбрана Хеем также условно.

5. Хей предлагает сократить ряд названий хлоритов.

Фостер (Foster, 1962) опубликовала классификацию, основанную на двух типах ионного замещения в хлоритах: замещение Fe^{2+} на Mg и 2Al на Si и Mg. Разновидности выделены в соответствии с числом положений, занятых Si, и величиной отношения $Fe^{2+} : R^{2+}$, вычисленного по формуле для пол-ячейки. 154 химических анализа, отобранных Фостер

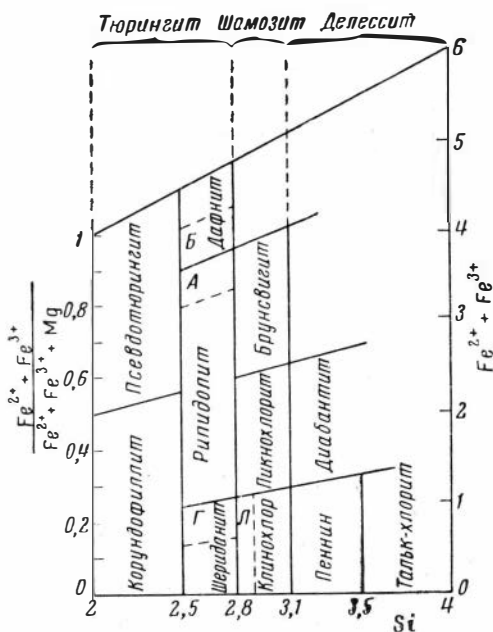


Рис. 27. Классификация ортохлоритов и окисленных хлоритов (по Хей, 1954)

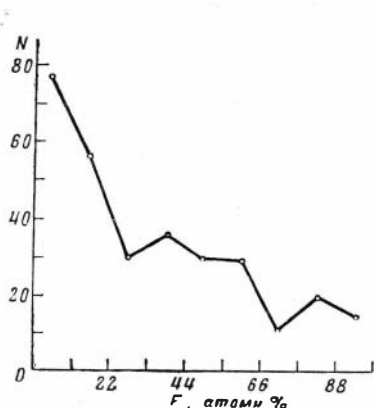
по литературе, разделены на девять групп, названия которым даны по преобладающему названию прежних разновидностей.

I. $Fe^{2+} : R^{2+} = 0,0-0,25$: 1) шеридонит ($Si = 2,36-2,75$); 2) клинхор ($Si = 2,76-3,10$), 3) пеннин ($Si > 3,10$).

II. $Fe^{2+} : R^{2+} = 0,27-0,75$: 4) рипидолит ($Si = 2,35-2,75$), 5) брунсвит ($Si = 2,76-3,10$), 6) диабантит ($Si > 3,10$).

III. $Fe^{2+} : R^{2+} = 0,76-1,0$: 7) тюрингит ($Si = 2,35-2,75$), 8) шамозит ($Si = 2,76-3,10$), 9) область без специального названия ($Si > 3,10$).

Любая классификация прежде всего должна исходить из кристаллической структуры минералов, поэтому в этом разделе мы остановимся лишь



28. Кривая распределения железистости (F) хлоритов

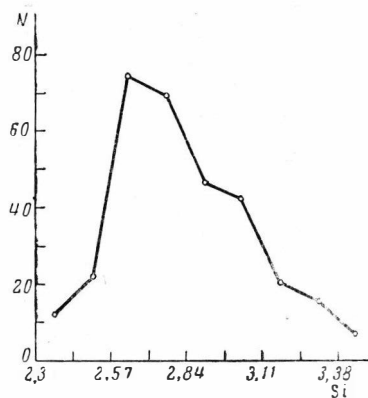


Рис. 29. Кривая распределения Si в хлоритах

на классификации 14 Å-хлоритов, основанной на статистическом анализе химического состава хлоритов и выделении парагенетических типов. Взгляды на классификацию септохлоритов (7 Å-хлоритов) рассмотрены в следующем разделе.

Хлоритовые минералы следовало бы рассматривать по крайней мере в шестикомпонентной системе $MgO - FeO - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, и выделение отдельных разновидностей по составу было бы обосновано лишь с одновременным учетом распределения каждого компонента в этом многомерном пространстве, чего нельзя достичь на плоскости или в трехмерном пространстве. Дело усложняется еще наличием совершенного изоморфизма нескольких типов. Следовательно, любая классификация в той или иной мере будет носить условный характер.

Согласно двум главным типам изоморфного замещения, осуществляющегося в хлоритах, основными параметрами для классификации мы выбрали Si (количество катионов в тетраэдрической координации на 18 постоянных O^{2-}) и F (общая железистость в атомн. %), поскольку они подвержены наиболее широким изменениям. Основанием для выделения отдельных разновидностей явилась бы многовершинность распределения этих параметров, указывающая на неоднородность химического состава. На диаграммах (рис. 28 и 29) приведены кривые распределения F и Si . Обе кривые отличаются от нормального распределения. На кривой распределения F четко обособляются три группы, разделенные минимумами в области 22—33 и 66—77 атомн. % величины F . Как показано ниже, это разделение имеет парагенетический смысл. Следовательно, в отношении общей железистости все хлориты можно разбить на три группы. Такого четкого разделения на группы по параметру Si мы провести не можем, потому что хотя распределение параметра Si и отличается от нормального, но достоверные минимумы отсутствуют и кривая распределения Si дает

возможность утверждать, что разделение хлоритов на разновидности по параметру Si без дополнительных данных будет носить условный характер.

В этой связи хотелось бы указать на некоторые недостатки классификации Хея (Heу, 1954). Сам факт постепенного изменения химического состава отдельных разновидностей хлоритов, а следовательно, и оптических свойств, и также параметров элементарной ячейки, противоречит выделению в хлоритах ортохлоритового (неокисленные хлориты по Хею) и лептохлоритового (окисленные * хлориты по Хею) рядов. Вопрос о положении Fe_2O_3 в хлоритах до сих пор спорный; следовательно, выбор Fe_2O_3 в качестве классифицирующего признака — наименее удачен. Кривая распределения Fe_2O_3 напоминает распределение Пуассона, и выбор 4 вес. % Fe_2O_3 в качестве границы неокисленных и окисленных хлоритов с химической точки зрения носит условный характер. Кроме того, остается непонятным, на какой основе выделены Хеем разновидности хлоритов внутри этих групп и дана их номенклатура.

Таким образом, использование в классификационных целях Si и F дает возможность более или менее достоверно выделить лишь три подгруппы внутри группы хлоритов.

Основой предлагаемой классификации является парагенетический признак: выделенные парагенетические типы хлоритов образуют обособленные группы, достоверно отличающиеся между собой по составу. Это нашло свое отражение в описании парагенетических типов. Так, в отношении f (а также F) выделенные парагенетические типы разделяются на три группы, отличающиеся между собой по средней железистости с вероятностью $> 99\%$. Выше также указывались различия отдельных парагенетических типов внутри каждой из групп по среднему значению Si и Al. Основные черты различия сохраняются и между отдельными анализами хлоритов, нанесенными на диаграмму с координатами Si и F .

Так, 78 хлоритов из 1, 3—5-го парагенетических типов и хлориты из полиметаллических месторождений ($n = 7$), а также 7 хлоритов в ассоциации с хромитами, но имеющие $Cr_2O_3 < 2$ вес. %, по общей железистости (F) почти все ложатся в интервал от 0 до 25 атомн. %. Лишь пять хлоритов этих парагенетических типов из 92 имеют $F > 25$ атомн. %. Эта граница приблизительно соответствует границе магнезиальных хлоритов Ивановой (1949) и в точности совпадает с границей шериданитов, клинохлоров и пенниннов по Фостер (Foster, 1962). 106 хлоритов из хлоритовых сланцев, кварцевых жил и гранитов (тип 6), основных пород (тип 7) и медных месторождений (тип 10) по величине F в основном помещаются в интервале 26—75 атомн. %. Лишь семь хлоритов этих парагенетических типов из 106 имеют значение $F < 25$ атомн. % и пять хлоритов имеют $F > 75$ атомн. %. Этот интервал грубо соответствует магнезиально-железистым хлоритам Ивановой и в точности совпадает с рипидолитами, брунсвититами и диабантитами по Фостер (Foster, 1962). 19 хлоритов из осадочных железистых руд и песчаников (8-й тип) и из сульфидно-касситеритовых месторождений (11-й тип) имеют $F > 75$ атомн. %, и лишь пять хлоритов упомянутых парагенетических типов имеют $F < 75$ атомн. %. Эти хлориты приблизительно соответствуют железистым хлоритам Ивановой и тюрингитам, а также шамозитам по Фостер.

Намечается определенная закономерность в расположении точек хлоритов из соответствующих парагенетических типов и по параметру Si. Так, среди магнезиальных хлоритов (F 0—25 атомн. %) точки хлоритов из десплитированных пород в гипербазитах в ассоциации с корундом,

* Выделенные нами «железистые оксихлориты» отнюдь не отвечают окисленным хлоритам Хея. Это хлориты, содержащие в основном $(Fe_2O_3 + FeO) > 30$ вес. % и имеющие $f > 45$ атомн. %. Кроме того, название указанной нами группы всегда берется в кавычки, поскольку чистота отбора материала сомнительна и для окончательного выяснения положения этой группы требуются дальнейшие исследования.

диаспором и маргаритом за исключением трех хлоритов по значению Si ложатся ниже границы 2,80 единиц в кристаллохимической формуле. Следовательно, область, ограниченную значениями Si от 2,30 до 2,80 и F — от 0 до 25 атомн.%, слагают главным образом хлориты в парагенезисе с корундом, диаспором и маргаритом, и для нее мы предлагаем название корундофиллит *. Эта область лишь частично перекрывается (по параметру Si) с областью корундофиллита по Хею (Heu, 1954) и почти полностью соответствует области шериданита по Фостер (Foster, 1962).

Анализы хлоритов других парагенетических типов (1, 3, 5 и 2-го, но с $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2$ вес.%), представленных магнезиальными хлоритами (F 0—25 атомн.%), по величине Si укладываются в интервале от 2,81 до 3,50. Более дробное разделение этой области по Si провести невозможно, поскольку имеется очень сильное перекрытие хлоритов перечисленных парагенетических типов, и, как показано на графике доверительных эллипсов, по среднему значению Si данные типы между собой не различаются. Эту область мы предлагаем назвать областью клинохлор-пеннина. Она почти целиком соответствует областям клинохлора и пеннина по Фостер и Хею. Пеннин-клинохлоровая и прохлорит-корундофиллитовые подгруппы Ивановой (Иванова, 1949) отличаются не только по Al, но и по железистости. В нашем случае корундофиллитовая и клинохлор-пеннинная подгруппы магнезиальных хлоритов не отличаются по железистости, но отличаются по Si (Al). В отличие от Ивановой, из этих подгрупп мы также исключили хлориты в парагенезисе с хромитами, имеющие $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 2\%$.

Среди магнезиально-железистых хлоритов (F 26—75 атомн.%) значение Si = 2,80 единиц в кристаллохимической формуле тоже сохраняется в качестве парагенетической (классификационной) границы. Так, 41 хлорит из фации зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов имеет значение $\text{Si} < 2,80$ и лишь восемь хлоритов этого парагенетического типа имеют $\text{Si} > 2,80$. Следовательно, область со значениями Si 2,30—2,80 и F 26—75 атомн.% представлена в основном хлоритами из зеленых сланцев и кварцевых жил, и для нее предлагается название рипидолит. По значению Si данная область частично отвечает рипидолитам Хея и немного шире области рипидолита по Фостер. Выше значения Si 2,80 располагается 21 хлорит из 30 из основных пород, и сюда попадают лишь 8 (из 41) хлоритов фации зеленых сланцев и кварцевых жил. Распределение в отношении этой границы хлоритов из медных месторождений незакономерно.

Таким образом, область, располагающаяся по отношению величины $\text{Si} > 2,80$, слагается в основном хлоритами из основных пород, и ее мы предлагаем назвать областью прохлорита. Она перекрывается с областями пикнохлорита, брунсвигита, диабантита, шамозита и делессита, по Хею, и незначительно меньше (в отношении Si) полей брунсвигита и диабантита, по Фостер.

Провести какое-либо разделение области, ограниченной значением $F > 75$ атомн.%, невозможно, так как из 24 хлоритов из осадочных железных руд и сульфидно-касситеритовых месторождений 19 имеют $\text{Si} < 2,80$, в четырех хлоритах Si от 2,80 до 3,20 и лишь в одном хлорите $\text{Si} > 3,20$ единиц кристаллохимической формулы.

Следовательно, более дробное подразделение железистых хлоритов по параметру Si было бы необосновано ни с химической, ни с парагенетической точек зрения. Железистые хлориты, имеющие $F > 75$ атомн.% и Si 2,30—3,50 единиц в кристаллохимической формуле, мы предлагаем назвать тюрингитами. Они приблизительно соответствуют афросидерит-тюрингитовой группе Ивановой и области тюрингита и шамозита по Фостер.

* При выборе названия мы исходили из преобладающих названий разновидностей, попадающих в данную область, а также стремились, где это было возможно, к сохранению первоначальных названий, по объему совпадающих с нашими.

Включение в схему (рис. 30) всех оставшихся хлоритов, которые не вошли в парагенетические типы, не вносит никаких существенных изменений в предлагаемое подразделение группы хлоритов. Кривые распределения параметра Si (с учетом всех дополнительных анализов) в каждой из трех групп, выделенных по величине F , не дают достоверных минимумов, которые могли бы быть использованы в качестве дополнительного критерия для более дробного подразделения.

Таким образом, предлагаемая классификация, основанная на достоверности отличия по составу парагенетических типов хлоритов, сводится к следующему:

1) основные классификационные параметры — величина Si и общая железистость (F), поскольку они подвержены самым широким колебаниям;

2) по общей железистости (F) хлориты подразделяются на три крупные группы, границами между которыми служат значения $F = 25$ и 75 атомн.%; этим трем группам отвечают хлориты определенных парагенетических типов;

3) первая группа по значению Si делится на две подгруппы: корундофиллиты (Si 2,30—2,80) и клинохлор-пеннины (Si 2,81—3,50); подгруппа корундофиллитов представлена хлоритами в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом; в область клинохлор-пеннин попадают хлориты из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений, хлориты из никеленосной коры выветривания, часть хлоритов в парагенезисе с хромитами, но имеющие $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2\%$, а также хлориты в ассоциации с гранатом, эпидотом и магнетитом;

4) магнезиально-железистые ($F 26—75$ атомн.%) хлориты делятся на две подгруппы: рипидолитовую (Si 2,30—2,80) и прохлоритовую (Si 2,81—3,50); рипидолитовая подгруппа слагается хлоритами фации зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов, прохлориты — хлоритами из основных пород;

5) все хлориты с учетом железистых (тюрингитов) делятся на пять разновидностей (рис. 30);

6) по содержанию глинозема (Al) хлориты делятся на те же пять разновидностей, что и по содержанию Si, со следующими границами: корундофиллиты * (Al 3,40—2,40), клинохлор-пеннины (Al 2,39—1), рипидолиты (Al 3,40—2,40), прохлориты (Al 2,39—1) и тюрингиты (Al 3,40—1); эти границы также указывают на тот факт, что в большинстве парагенетических типов $\text{Al}^{\text{IV}} : \text{Al}^{\text{VI}} \approx 1 : 1$;

7) хромовые хлориты в парагенезисе с хромитами, имеющие $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 2$ вес.%, называются кеммереритами или кочубейтами в соответствии с номенклатурой Лафама (Lapham, 1958); в случае $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2$ вес. % целесообразно к соответствующей разновидности делать приставку «хром»; это относится и к другим редким разновидностям, содержащим повышенное в сравнении с распространенными разновидностями содержание какого-либо компонента;

8) по уравнениям регрессии состав—свойства с определенной точностью определяется состав хлоритов (состав соответствующей разновидности).

* Границы по F остаются теми же, что и в первом случае.

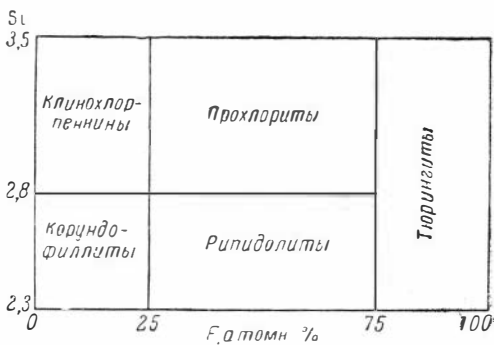


Рис. 30. Классификация хлоритов, основанная на парагенетическом принципе

Вопросы классификации тесно связаны с вопросами отнесения единичных анализов хлоритов к той или другой группе. Поскольку предлагаемая классификация основана на парагенетическом принципе, встает вопрос об отнесении конкретного хлорита к тому или другому парагенетическому типу (или к их совокупности) и, следовательно, к той или другой группе. Задача может быть решена с использованием дискриминантной функции. Подобные задачи в применении к геологии решали некоторые исследователи (Вистелиус, 1950; Гольдин, Кутолин, 1964; Potter et al., 1963 и др.), которые также подробно рассмотрели методику расчета дискриминантных функций. В данном случае решение сводится к вычислению функции: $D_{(x)} = L + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx_n$, где x_i — содержание i -того компонента. При этом вероятности ошибок классификации определяются так: $p(2/1) = p(1/2) = F(-\frac{\sqrt{\alpha}}{2})$, где $F_{(u)}$ — функция нормального распределения, величина α — так называемое обобщенное расстояние.

При расчете дискриминантных функций с помощью ЭВМ использовалась стандартная программа, составленная С. В. Гольдиным и В. А. Кутוליным, которая, кроме коэффициентов при x_i , выдает также L и α . Для расчета дискриминантных функций в качестве переменных использованы следующие значения катионов кристаллохимической формулы хлоритов, рассчитанные на 18 кислорода: $x_1 = \text{Si}$, $x_2 = \text{Al}^{\text{VI}}$, $x_3 = \text{Fe}^{3+}$, $x_4 = \text{Fe}^{2+}$, $x_5 = \text{Mg}$.

В соответствии с предлагаемой классификацией по величине общей железистости (F) хлориты подразделены на три крупные группы:

I. Mg-хлориты, которым отвечают хлориты из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений (1) *, из никеленосной коры выветривания (3), хлориты в парагенезисе с корундом, диаспором и маргаритом (4), хлориты из контактово-метасоматических пород (5), хлориты из полиметаллических месторождений (9), а также хлориты в парагенезисе с хромитами (2), но имеющие $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 2$ вес.%. Всего 91 хлорит.

II. Mg-Fe-хлориты. Сюда относятся хлориты из зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов (6), хлориты из основных изверженных пород (7) и хлориты из медных месторождений (10); $n = 106$.

III. Fe-хлориты, представленные хлоритами из осадочных железных руд и песчаников (8) и хлоритами из месторождений сульфиднокасситеритового типа (11); $n = 24$.

Поскольку парагенетическая граница нестрого соответствует условным границам этих групп, для отнесения единичного хлорита в одну из трех групп с наибольшей вероятностью рассчитаны две дискриминантные функции:

$$D_{(x)} = 47,582 - 5,187x_1 - 7,429x_2 - 8,639x_3 - 9,405x_4 - 3,454x_5; \quad (2.1)$$

$$D_{(x)} = 45,197 - 3,949x_1 - 7,755x_2 - 9,838x_3 - 6,425x_4 - 2,589x_5. \quad (2.2)$$

Вероятности ошибок классификации соответственно равны:

$$p(1/2) = p(2/1) = F(-1,484) = 0,07; \quad (2.3)$$

$$p(1/2) = p(2/1) = F(-1,27) = 0,10. \quad (2.4)$$

При $D_{(x)} > 0$ [по формуле (2.1)] хлорит с наибольшей вероятностью относится к Mg-хлоритам, а при $D_{(x)} < 0$ — к Mg-Fe-хлоритам. Соответственно, при $D_{(x)} > 0$ [по формуле (2.2)] хлорит с наибольшей вероятностью относится к Mg-Fe-хлоритам, а при $D_{(x)} < 0$ — к Fe-хлоритам.

В соответствии с содержанием Si (Al) магнезиальные хлориты разделены на две подгруппы: корундофиллиты (хлориты 4-го парагенетическо-

* В скобках — номер парагенетического типа.

го типа) и клинохлор-пеннины (хлориты 1, 3, 5, 9 и часть 2-го типов). Так же разделены и Mg-Fe-хлориты: на рипидолиты (хлориты 6-го типа) и прохлориты (хлориты 7-го типа). Поскольку парагенетическая граница лишь отчасти отвечает этому подразделению (т. е. поля составов хлоритов этих парагенетических типов в отношении содержания Si перекрываются), для отнесения хлоритов в соответствующие подгруппы с наибольшей вероятностью вычислены дискриминантные функции:

$$D_{(x)} = 8,440x_1 - 0,154x_2 + 0,616x_3 + 0,860x_4 + 1,140x_5 - 28,525; \quad (2.5)$$

$$D_{(x)} = 8,560x_1 - 2,400x_2 + 2,852x_3 + 2,210x_4 + 1,512x_5 - 30,351. \quad (2.6)$$

Вероятности ошибок классификации составляют 0,19 для уравнения (2.5) и 0,15 для уравнения (2.6). При $D_{(x)} > 0$ по формуле (2.5) хлорит с наибольшей вероятностью относится к клинохлор-пеннинам, а при $D_{(x)} < 0$ — к корундофиллитам. Аналогично при расчете по формуле (2.6) при $D_{(x)} > 0$ хлорит относится к прохлоритам, а при $D_{(x)} < 0$ — к рипидолитам.

Большой практический интерес представляет отнесение единичного анализа хлорита к тому или другому родственному парагенетическому типу. Для примера возьмем хлориты из серпентинитов и тальк-магнетитовых месторождений (тип 1) и хлориты в парагенезисе с корундом и маргаритом (тип 4), а также хлориты 1 и 2-го (в парагенезисе с хромитами) типов. Рассчитанные дискриминантные функции равны:

$$D_{(x)} = 15,20x_1 + 11,46x_2 + 13,30x_3 + 21,29x_4 + 18,70x_5 - 146,51; \quad (2.7)$$

$$D_{(x)} = 6,045 + 2,295x_1 + 3,353x_2 - 3,939x_3 - 1,819x_4 - 3,196x_5. \quad (2.8)$$

Вероятности ошибок соответственно

$$p(1/2) = p(2/1) = F(-1,63) = 0,05; \quad (2.9)$$

$$p(1/2) = p(2/1) = F(-0,676) = 0,25. \quad (2.10)$$

Если величина $D_{(x)}$, вычисленная по уравнению (2.7), больше 0, то хлорит с наибольшей вероятностью относится к 1-му типу, а в случае $D_{(x)} < 0$ — к 4-му типу. Отнесение хлорита в 1 или 2-й тип по дискриминантной функции, вычисленной по уравнению (2.8), аналогично отнесению по уравнению (2.7).

Практическое применение уравнения (2.7) дало результаты, которые хорошо согласуются с (2.9), т. е. неправильно классифицировано лишь три хлорита из 53, что составляет 6%. Практическое применение уравнения (2.8) дало результаты, согласующиеся с (2.10): из 34 хлоритов первого парагенетического типа неправильно классифицировано 8, а из 17 хлоритов 2-го типа — 4; всего 24%. Как видно, ошибка классификации с использованием уравнения (2.8) значительна, и естественно предположить, что она была бы меньше при выборе более делящих компонентов, например, при введении шестого переменного — для данных парагенетических типов хрома ($x_6 = Cr$). Для хлоритов 1-го парагенетического типа, в которых определялось Cr_2O_3 , и хлоритов 2-го типа рассчитано уравнение:

$$D_{(x)} = 6,395x_1 + 1,302x_2 - 5,058x_3 - 0,439x_4 - 2,417x_5 - 9,057x_6 - 7,339, \quad (2.11)$$

а

$$p(1/2) = p(1/2) = F(-0,93) = 0,18. \quad (2.12)$$

Хотя вероятности ошибок классификации и меньше, чем по (2.8), однако они еще значительны. Это, по-видимому, вызвано тем, что распределение Cr и Fe^{3+} отличается от нормального, а также сравнительно

небольшим числом наблюдений ($n = 29$), использованных для вычисления (2.14).

Следует указать, что применение дискриминантных функций для отнесения единичных хлоритов к тому или другому парагенетическому типу не дало ожидаемого эффекта. Это, вероятно, связано с тем, что имеется сильная корреляция между многими переменными, использованными для вычисления дискриминантных функций.

СЕПТОХЛОРИТЫ

В настоящее время известно, что амезит, кронштедтит, гриналит и многие шамозиты, ранее считавшиеся хлоритами, имеют каолиноподобную структуру (рис. 31). Нельсон и Рой (Nelson, Roy, 1958) предложили назвать их септохлоритами, исходя из того, что по химическому составу они близки к обычным хлоритам, но в отличие от последних имеют толщину слоя, равную приблизительно 7 \AA . При соответствующих экспериментальных или природных условиях они способны переходить в 14 \AA -модификацию хлоритов.

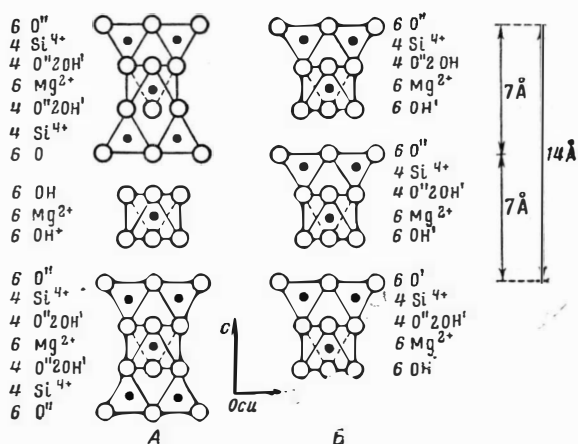


Рис. 31. Структура нормальных хлоритов и септохлоритов (Tuddenham, Lyon, 1959)

А — нормальный (14 Å) хлорит, Б — септохлорит (7 Å, или «каолиноподобная» структура)

В табл. 25 приведены химические анализы и физические свойства септохлоритов *. Четыре септохлорита (№ 5—7 и 9) из этой таблицы не сопровождаются рентгеновскими исследованиями. Однако то, что по химическому составу они отвечают кронштедтитам, а 14 \AA -кронштедтиты еще не известны, позволило нам поместить данные минералы в септохлориты. Собранные анализы недостаточно для статистической обработки, поэтому мы лишь вкратце остановимся на обзоре имеющегося материала.

Грунер (Gruner, 1944) первый предположил, что амезит обладает каолиноподобной структурой. Бриндли, Оутон и Юэлл (Brindley et al., 1951) подтвердили вывод Грунера о каолиноподобной структуре амезита и предположили, что амезит относится к гексагональной сингонии и ячейка содержит два слоя каолинового типа (параметры элементарной ячейки амезита и некоторых других септохлоритов приведены в табл. 26).

* К сожалению, в большинстве анализов, приведенных в Приложении 1, рентгеновские данные отсутствуют, и не исключена возможность, что некоторые из хлоритов являются септохлоритами.

Химический состав (в %) и физические свойства септохлоритов

	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	20,95	30,9	21,13	17,16	17,34	23,57	21,39	16,42	24,84	23,81	24,69	22,03	21,40	24,9	40,90	26,01	21,50	34,16	50,70	16,42	35,52	33,58
Al ₂ O ₃	35,21	26,7	34,45	сл.	—	0,20	—	0,90	—	23,12	23,61	22,91	25,40	15,6	7,13	12,33	20,12	9,41	3,17	19,75	2,51	—
Fe ₂ O ₃	—	0,9	1,58	29,22	43,05	28,74	29,08	29,72	41,96	0,23	45,61	0,46	0,25	7,2	33,50	5,32	14,89	0,80	нет	0,46	4,61	11,16
FeO	8,28	не оп.	7,57	32,44	30,27	32,83	33,52	41,86	12,15	39,45	0,47	36,68	37,60	35,0	5,84	37,07	21,90	0,01	1,07	32,40	41,80	45,10
MnO	сл.	—	не оп.	6,34	0,16	0,75	1,01	—	0,19	—	—	—	0,05	0,4	0,12	0,04	0,98	нет	нет	0,38	1,65	—
MgO	22,88	21,4	23,47	сл.	—	3,98	4,02	—	1,03	2,72	2,74	1,91	2,04	4,6	6,79	6,13	1,92	36,35	33,51	3,28	2,83	—
CaO	0,58	не оп.	0,25	сл.	—	—	—	1,32	—	—	—	0,07	0,13	—	0,29	0,48	1,18	нет	0,10	1,06	0,42	—
H ₂ O ⁺	13,02	10,6	11,84	10,95	9,18	10,80	9,76	10,17	11,57	10,67	2,88	10,65	12,02	12,3	—	10,33	11,68	13,17	11,0	7,15	10,65	10,07
H ₂ O ⁻	0,23	4,8	—	1,10	—	—	—	—	4,78	—	—	0,63	—	—	3,50	2,03	3,92	—	—	—	—	—
Сумма	101,15	98,9	100,29	99,85	100,0	100,87	98,78	100,39	99,49	100,0	100,0	100,05	100,0	100,0	100,09	99,74	99,14	99,41	100,48	98,24	100,0	100,00
<i>N_g(n)</i>	1,612	—	—	—	—	1,721	—	—	(1,694)	—	—	(1,640— 1,650)	—	(1,665)	(1,595)	—	1,667	—	—	—	—	—
<i>N_m</i>	1,597	—	—	—	—	1,721	1,80	—	—	1,60	—	1,67	—	—	—	1,649	1,667	—	—	—	1,660	1,67
<i>N_p</i>	1,597	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>2V</i>	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Уд. вес <i>d</i> _{001kX}	2,77	—	—	—	3,44	3,3	—	3,45	2,96	3,3	—	—	—	3,242	—	3,078	2,962	—	—	—	2,79	3,2
	—	—	6,93	—	—	—	—	—	—	7,105	7,05	7,04	—	—	—	—	—	7,14	7,20	7,14	—	—

* 1 — амезит с диаспором и магнетитом; Честер (Gruner, 1944; Brindley et al., 1951);

2 — септоамезит из руд коры выветривания в Новой Каледонии, Cr₂O₃—слес; NiO = 3,6 (Montoya, Baug, 1963);

3 — септоамезит (с корундом) TiO₂ < 0,10; Честер (Phillips, 1963);

4 — кроншtedтит в жилках родохрозита с кварцем; п. п. = 2,64; северная часть Железных гор (Novak, Hoffman, 1956 — из РЖ «Геология», 1957, № 7);

5 — кроншtedтит по кварцу; Богемия (Doelter, 1917);

6 — кроншtedтит, Пшибрам, Богемия (Dschang, 1931);

7 — кроншtedтит, Пшибрам (Orsel, 1927);

8 — кроншtedтит; Венгрия (Gossner, 1935; Hendricks, 1939);

9 — хлорит из Fe-осадков; TiO₂=0,33, Cr₂O₃=0,47; NiO = 2,05, P₂O₅ = 0,12; Урал, анализ Яницкого (Сердюченко, 1953);

10 — закисный шамозит; анализ после исключения примесей (Brindley, Youell, 1953);

11 — окисный шамозит, приготовленный нагреванием образца (№ 10) в воздухе при 400° в течение 2 час. (Brindley, Youell, 1953);

12 — шамозит (в результате выветривания базальта); Na₂O = 0,08, K₂O = 0,03, TiO₂ = 3,63, P₂O₅ = 0,18, CO₂ = 0,40, SO₃ = 0,27, Cr₂O₃ = 0,05, органическое вещество 0,03; Айршир (Brindley, 1951);

13 — шамозит (после исключения кварца); Вабана; TiO₂ = 0,89, CO₂ = 0,22 (Brindley, 1951);

14 — шамозит, Фродингем, анализ Халлимонта (Brindley, 1951);

15 — шамозит из окисленных Fe-кварцитов; TiO₂ = 0,40, Na₂O = 0,44, K₂O = 1,18; Галещинскос месторождение, Кривой Рог (Доброхотов, 1963);

16 — ортошамозит из рудных жил; Канк, Чехословакия (Novak et al., 1959 — из РЖ «Геология», 1960, № 8);

17 — шамозит из оолитовых Fe-руд; NiO = 1,05 (Пролиш, 1956);

18 — септокеммерит, жила в хромите; Cr₂O₃ = 5,07; NiO = 0,42, TiO₂ нет, P₂O₅ = 0,03; Южная Родезия (Phillips, 1963);

19 — септокеммерит, Cr₂O₃ = 0,61, NiO = 0,32, TiO₂ нет; Пенсильвания (Phillips, 1963);

20 — септоафросидерит, Cr₂O₃ нет, NiO нет, TiO₂ = 0,15, CO₂ = 13,95, Cl = 0,09, S = 0,15; Франция (Phillips, 1963);

21 — гриналит с сидеритом, кварцем и магнетитом; после вычета сидерита и анатаза; Испания (Friedrich, 1962 — из Min. Abstr., 1963, v. 16, № 1, p. 58);

22 — гриналит (теоретический состав — на основе анализа Джолиффа); Миннесота (Gruner, 1936).

Параметры элементарной ячейки амезита и некоторых других септохлоритов

	a_0 , Å	b_0 , Å	c_0 , Å	β	Источник
Амезит	5,29	9,17	13,98	90°	Brindley et al., 1951
Кроншtedтит (8)*	5,48	9,49	7,09	90°	Gossner, 1935
Кроншtedтит	5,48	9,49	21,25	90°	Hendricks, 1939
Кроншtedтит	5,48	9,50	7,07		Steadman, Youell, 1957
Окисленный кроншtedтит	5,24	9,08	7,04		
Закисный шамозит (10) . .	5,404	9,36	7,10	90°	Brindley, Youell, 1953
Окисный шамозит (11) . .	5,24	9,080	7,048	90°	
Моноклинный шамозит (12)	5,40	9,314	7,26	104°5'	Brindley, 1951
Ортогексагональный шамозит (12)	5,38	9,314	7,026		
Шамозит (15)	5,31	9,20	7,02		Доброхотов, 1963
Ортошамозит (16)	5,355	9,239	7,043		РЖ «Геология», 1960, № 8
Гриналит	5,54	9,59	7,19	90°	Steadman, Youell, 1958
Гриналит	5,32	18,6	14,5	93°16'	Gruner, 1936

* Номер химического анализа минерала в табл. 25.

По поведению при нагревании амезит резко отличается от 14 Å-хлоритов: амезит разлагается при температуре приблизительно 600°, что сопоставимо с температурами разложения других минералов каолиноподобной структуры (каолинитом, дикитом и др.). Дальнейшему изучению и уточнению структуры амезита посвящены более поздние работы Оутона (Oughton, 1957), Штейнфинка и Брантона (Steinfink, Brunton, 1956). В обзоре экспериментальных работ мы указали, что синтезированы как 7 Å-, так и 14 Å-амезиты, хотя в природе известна лишь 7 Å-фаза.

Исследованиями кроншtedтита занимались многие авторы (Gossner, 1935; Hendricks, 1939; Steadman, Youell, 1957; Youell, 1964 и др.). В результате этих работ установлено, что главную роль в октаэдрических слоях играет окисное и закисное железо, а половина Si в тетраэдрах замещена Fe³⁺. Окисление двухвалентного железа в кроншtedтите (Steadman, Youell, 1957) происходит при температуре 275°. Это вызывает уменьшение параметров a_0 и b_0 и увеличение c_0 элементарной ячейки. При 700° такое изменение в решетке приводит к состоянию, где $c_0 = a_0\sqrt{2}$, образуя параметры орторомбической ячейки. При этой температуре образуется необычное вещество шпинелевого типа. При 750° появляется гематит. Установлено несколько полиморфных разновидностей кроншtedтитов.

Грунер (Gruner, 1936) на основе анализа Джолиффа (Jolliffe, 1935) представил теоретический состав гриналита (табл. 25, № 22) и указал на его каолиноподобную структуру. Из теоретического состава следует, что это серпентин, в котором весь магний замещен железом. Работы по изучению гриналита были продолжены другими исследователями (Flaschen, Osborn, 1957; Steadman, Youell, 1958 и др.). Так, Флашен и Осборн (Flaschen, Osborn, 1957) в результате экспериментального изучения системы FeO — Fe₂O₃ — SiO₄ — H₂O получили гриналит (N 1,67) при $t < 470^\circ$. Порошкограмма синтетического гриналита подобна порошкограмме природного гриналита, исследованного Грунером (Gruner, 1936). Приблизительно при 470° гриналит распадается, образуя фаялит, миннесотаит и воду.

Орсель и другие (Orcel et al., 1949) показали, что кроме 14 Å-шамозита (образец из Шамозона) имеются и 7 Å-шамозиты. В дальнейшем (Brindley, 1951; Brindley, Youell, 1953; Youell, 1955; Доброхотов, 1963 и др.) было обнаружено множество 7 Å-шамозитов, развитых в осадочных железных рудах и коре выветривания базальтов.

Бриндли и Юэлл (Brindley, Youell, 1953), нагревая образец закисного шамозита (табл. 25, № 10) в воздухе при 400°, в течение 2 час. перевели его в окисный шамозит (табл. 25, № 11). Параметры элементарной ячейки окисного шамозита (табл. 26) несколько уменьшаются по сравнению с параметрами закисного шамозита.

Взаимоотношения между 14 Å-хлоритами и септохлоритами, рассмотренные нами при обзоре экспериментальных работ, иллюстрирует рис. 32. Подобных взглядов придерживаются Тудденгам и Лайон (Tuddenham, Lyon, 1959).

В отношении классификации 7 Å-хлоритов Бриндли и Робинсон (Бриндли, Робинсон, 1955) высказались за исключение этих минералов из хлоритовой группы, поскольку классификация должна строиться на структурной основе.

Штрунц (Strunz, 1957) выделил септохлориты из хлоритовой группы и поместил их в группу каолинит-антигорита. Шулер (Schüller, 1962) в предлагаемой им классификации подразделил хлориты на две группы: 14 Å- и 7 Å-хлориты.

Из изложенного видно, что септохлориты представляют собой чрезвычайно интересную группу минералов, дальнейшее изучение которой может сослужить большую помощь для уточнения нижней температурной границы регионального метаморфизма. Имеющийся фактический материал подтверждает, что септохлориты образовались в природе в условиях невысоких температур. Об этом свидетельствует тесная ассоциация амезита с диаспором, шамозита с сидеритом и каолинитом в оолитах или цементе осадочных железистых песчаников и месторождениях глин коры выветривания.

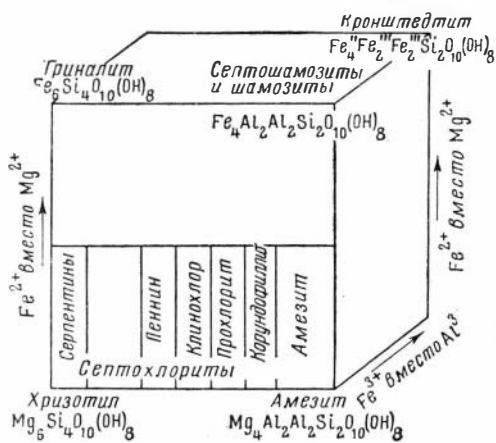


Рис. 32. Взаимоотношения между 14Å-хлоритами и септохлоритами (по Нельсону и Рою)

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ХЛОРИТОВ

ЗАВИСИМОСТЬ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ХЛОРИТОВ
ОТ СОСТАВА

А. Н. Винчелл (Winchell, 1926, 1936) попытался показать изменение оптических свойств от состава хлоритов и подчеркнул, что показатели преломления хлоритов увеличиваются с увеличением содержания железа. При окислении железа увеличиваются светопреломление и двупреломление, а также может измениться оптический знак с положительного на отрицательный. Винчелл полагал, что с увеличением хрома показатель преломления увеличивается, а двупреломление уменьшается. Показатель преломления повышается и при увеличении содержания Al. Линейная зависимость двупреломления от состава Винчеллом не установлена.

Д. П. Сердюченко (1953) отметил, что при прочих равных или близких условиях показатель преломления в хлоритах повышается с увеличением Fe^{2+} и Fe^{3+} и снижается с ростом Si. С увеличением содержания Fe^{2+} показатели преломления увеличиваются, но до Fe^{2+} 2,3—2,6 Ng повышается медленнее, чем Np , вследствие чего $Ng - Np$ снижается. После этого Ng увеличивается быстрее, и двупреломление повышается. В области Fe^{2+} 2,3—2,6 происходит смена оптического знака хлоритов, и они здесь становятся изотропными. Используя данные 21-го химического анализа хлоритов, сопровождающихся оптическими свойствами, Д. П. Сердюченко рассчитал, что при возрастании Fe^{3+} на 0,01 Ng увеличивается на 0,0004—0,00035, а при увеличении Fe^{2+} на 0,01 Ng возрастает приблизительно на 0,0003. Влияние Cr^{3+} на оптику хлоритов сходно с влиянием Fe^{3+} , а влияние Ni — с влиянием Fe^{2+} .

Хей (Heу, 1954), рассматривая хлориты как одноосные минералы и предполагая линейную зависимость оптических свойств от состава, вывел следующие уравнения множественной регрессии:

$$\begin{aligned} N_o &= 1,5954 - 0,0263 (Si - 2) + 0,0208 Fe^{сум} + \\ &\quad + 0,0035 Fe^{3+} + 0,019 Mn + 0,03 Cr; \\ N_e - N_o &= 0,0170 - 0,0096 (Si - 2) - \\ &\quad - 0,00335 Fe^{сум} - 0,0048 Fe^{3+} - 0,006 Mn. \end{aligned}$$

В этих уравнениях $Fe^{сум}$ означает суммарное железо и все катионы даны в единицах кристаллохимической формулы на 14 кислородов. Коэффициенты регрессии перед Cr и Mn приблизительные. Стандартное отклонение ($\bar{\sigma}$) равно 0,0100 для первого уравнения и 0,003 — для второго.

Зависимость физических свойств (в том числе и оптических) от состава для ортохлоритов по Хейю изображена на рис. 33, где, кроме того, показаны границы ортохлоритовых разновидностей. Для окисленных хлоритов

Хей отмечает более высокие показатели преломления и удельный вес и более низкое двупреломление в отношении содержания Fe_2O_3 . Самое заметное отклонение от диаграмм Винчелла заключается в наличии линейной связи состава и двупреломления, которое с ростом железа и Si уменьшается от положительных значений через 0 к отрицательным значениям. Хей не подтвердил также предположение Винчелла о том, что с ростом Cr двупреломление уменьшается.

К аналогичному выводу, касающемуся связи хрома с двупреломлением, пришел Лафам (Latham, 1958), детально изучавший хромовые хлориты и указавший, что Cr не оказывает значительного влияния на двупреломление. Он отметил, что простая взаимосвязь между показателями преломления и содержанием хрома, по-видимому, не существует, хотя и наблюдается небольшое увеличение показателей преломления с ростом хрома. Лафам отметил также усиление плеохроизма и абсорбции с увеличением содержания Cr. Линейная зависимость между $2V$ и содержанием Cr отсутствует.

Хорошо известно, что многие хлориты обладают аномальными интерференционными цветами. Хедль указал, что ультралиловые, пурпурные и красновато-коричневые интерференционные цвета характерны для хлоритов, более богатых железом. Однако Сиродзу (Shirozu, 1958) обнаружил, что железистые хлориты, обладающие ортогексагональной ячейкой, имеют нормальные интерференционные цвета. Элби (Albee, 1962) подчеркнул, что вблизи изотропной области у оптически положительных хлоритов с низким показателем преломления обнаруживаются аномальные коричневые цвета интерференции, а у оптически отрицательных хлоритов с высоким показателем преломления — аномальные фиолетовые или синие цвета интерференции.

Элби (Albee, 1962) на основе 73 химических анализов хлоритов, сопровождающихся оптическими данными, в ассоциациях, где хлорит, по его мнению, может быть классифицирован как «породообразующий минерал», построил диаграмму зависимости показателей преломления от общей железистости. Смена оптического знака происходит в точке, отвечающей 52 атомн. % железистости; здесь $Ng = Nm = Np = 1,630$ и $Ng - Np = 0$. Это хорошо согласуется с данными других авторов. Так, Орсель (Orsel, 1927) считал, что изменение оптического знака происходит при $Nm = 1,631$, Вайсман (Wiseman, 1934) — при $Nm = 1,632$, Хаттон (Hutton, 1940) — при $Nm = 1,631$ и Мияширо (Miyashiro, 1958) — при $Nm = 1,630$. Правда, некоторые хлориты отклоняются от этой закономерности, изменяя свой оптический знак при более низких значениях Nm .

Зависимость Nm от $(Fe^{3+} + Cr)$ и Nm от $(Al + Cr)$ Элби не была обнаружена.

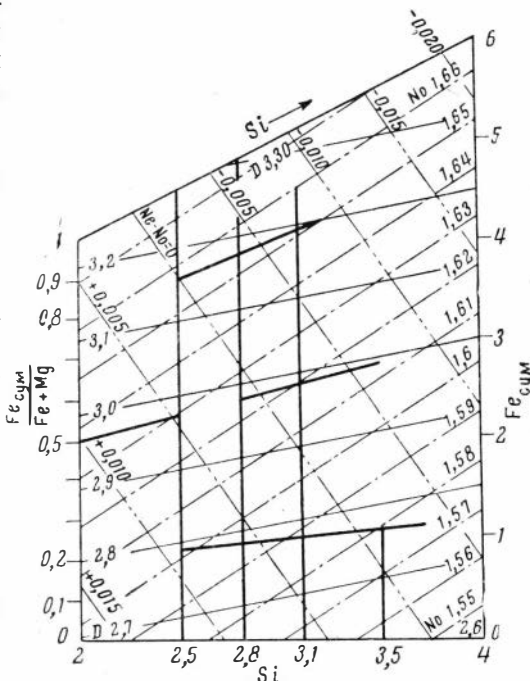


Рис. 33. Зависимость физических свойств ортохлоритов от состава (по Хей, 1954)

Мы попытались решить вопрос о влиянии состава на показатель преломления при помощи уравнения множественной прямолинейной регрессии, рассчитанного на основе 90 анализов хлоритов:

$$Nm = 1,5757 + 0,00023 \text{ Si} + 0,0040 \text{ Al}^{\text{VI}} + 0,0164 \text{ Fe}^{3+} + 0,0218 \text{ Fe}^{2+} - 0,0010 \text{ Mg} \pm 0,006^* \quad (3.1)$$

Степень влияния изменения каждой переменной (катиона) на изменение функционального признака (Nm) может быть оценена сравнением коэффициентов прямолинейной множественной регрессии в стандартизованном масштабе (Лукомский, 1958). Уравнение (3.1) в стандартизованном масштабе имеет вид:

$$\frac{Nm - \bar{Nm}}{\sigma_{Nm}} = 0,0019t_1^{**} + 0,0518t_2 + 0,1284t_3 + 0,838t_4 - 0,0479t_5 \quad (3.2)$$

Таким образом, самое сильное влияние на Nm оказывает двухвалентное железо. Изменение такого же порядка, только меньшее по абсолютной величине, вызывает и Fe^{3+} . Это еще раз подтверждает отмеченную нами особенность, что не все Fe^{3+} в хлоритах — истинно трехвалентное, и, вероятно, значительная часть его обусловлена примесями.

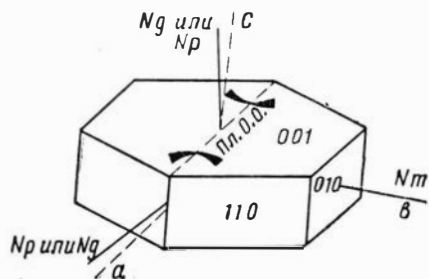


Рис. 34. Оптическая ориентировка хлоритов (Deer, Howie and Zussman, 1962)

Пл. о. о. — плоскость оптических осей

Степень влияния Al^{VI} и Mg на показатель преломления по сравнению с влиянием Fe^{2+} на порядок меньше. Кремнезем (или Al^{IV}) на показатель преломления практически не влияет. Поскольку Cr , Mn и Ni определялись не во всех анализах, сопровождающихся значениями Nm , мы не смогли их ввести в уравнение. Однако

полученные коэффициенты корреляции Nm с Cr и Mn в выборках, где они определялись, позволяют присоединиться к мнению предыдущих исследователей, что роль Cr аналогична роли Fe^{3+} , а роль Mn — роли Fe^{2+} , но, по-видимому, влияние на Nm Mn и Cr гораздо слабее влияния Fe^{2+} и Fe^{3+} .

В отличие от данных предшествующих исследователей оказалось, что изменение содержания Si (Al^{IV}) не влияет на Nm , а степень влияния Fe^{3+} по сравнению с влиянием Fe^{2+} на показатель преломления много меньше.

В хлоритах средняя ось оптической индикатрисы обычно совпадает с кристаллографической осью b (рис. 34), а две другие располагаются: одна вблизи оси a (под углом до 10°), а вторая вблизи оси c (обычно под еще меньшим углом). Соответствующие показатели преломления обозначены через $N_{a'}$ и $N_{c'}$. Для оптически положительных хлоритов $N_{a'}$ совпа-

* Точность уравнения множественной прямолинейной регрессии характеризуется величиной $\bar{\sigma}_{y.xz...p} = \sigma_y \sqrt{1 - R_{y.xz...p}^2}$ (Лукомский, 1958; Романовский, 1961), являющейся верхним пределом его средней квадратической ошибки, где σ_y — среднее квадратическое отклонение, а $R_{y.xz...p}$ — коэффициент множественной корреляции.

** В уравнениях (3.2), (3.17), (3.20), (3.21) $t_1 = \left(\frac{\text{Si} - \bar{\text{Si}}}{\sigma_{\text{Si}}} \right)$, $t_2 = \left(\frac{\text{Al}^{\text{VI}} - \bar{\text{Al}}^{\text{VI}}}{\sigma_{\text{Al}^{\text{VI}}}} \right)$, $t_3 = \left(\frac{\text{Fe}^{3+} - \bar{\text{Fe}}^{3+}}{\sigma_{\text{Fe}^{3+}}} \right)$, $t_4 = \left(\frac{\text{Fe}^{2+} - \bar{\text{Fe}}^{2+}}{\sigma_{\text{Fe}^{2+}}} \right)$ и $t_5 = \left(\frac{\text{Mg} - \bar{\text{Mg}}}{\sigma_{\text{Mg}}} \right)$.

дает * с Np , а Nc' — с Ng ; для оптически отрицательных хлоритов, наоборот, Na' совпадает с Ng , а Nc' — с Np .

Среди данных, использованных для статистической обработки, взято по 90 анализов с Na' , Nm и Nc' .

Все три показателя преломления обнаруживают сильную положительную связь с общей железистостью: $r_{Na'F} = +0,948$; $r_{NmF} = +0,974$ и $r_{Nc'F} = +0,931$.

Выведенные уравнения регрессии имеют вид:

$$Nc' = 1,585 + 0,00084F; \quad (3.3)$$

$$F = 1034,0Nc' - 1633,8; \quad (3.4)$$

$$Nm = 1,576 + 0,00102F; \quad (3.5)$$

$$F = 930,4Nm - 1464,3; \quad (3.6)$$

$$Na' = 1,575 + 0,00104F; \quad (3.7)$$

$$F = 858,4 Na' - 1347,9. \quad (3.8)$$

Заметим, что при отсутствии полной корреляции ($r \neq 1$) коэффициенты линейной регрессии $b_{y/x}$ и $b_{x/y}$ не просто обратные (т. е. $b_{x/y} \neq 1/b_{y/x}$), поэтому, используя одни и те же исходные данные, в общем случае ($r \neq 1$) получаем два уравнения (Урбах, 1963).

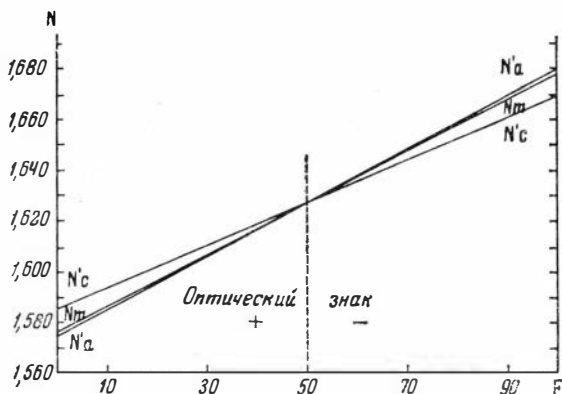


Рис. 35. Зависимость показателей преломления от железистости в хлоритах

Из коэффициентов уравнений (3.3), (3.5) и (3.7) следует, что Na' с изменением F изменяется быстрее, чем Nc' . Поэтому линии регрессии на диаграмме показатель преломления — общая железистость (рис. 35)** пересекаются в области изотропных хлоритов.

Различия в коэффициентах регрессии легко объясняют отмечавшуюся ранее (Сердюченко, 1953; Albee, 1962 и др.) характерную для хлоритов закономерность, заключающуюся в том, что Ng для магнезиальных хлоритов (в данном случае Nc') с изменением железистости изменяется медленнее, чем для железистых хлоритов (для которых $Ng = Na'$).

* В единичных случаях в магнезиальных хлоритах другими авторами отмечалась обратная ориентировка.

** Практическое использование данного графика для приближенного определения F хлоритов возможно по Nm , причем наименьшие погрешности будут получаться для средней части диаграммы. Величиной $Ng-Np$ можно пользоваться для правой части диаграммы лишь при грубой оценке F (подробнее о $Ng-Np$ см. ниже). Для более точного определения F хлоритов рекомендуется использовать не график, а уравнения (3.22), (3.25), (3.26), (3.31).

Решая систему линейных уравнений (3.3), (3.5), (3.7), получим, что точка пересечения линий регрессии располагается при $F = 50$ атомн.%. Подставляя это значение в уравнения (3.4), (3.6) и (3.8), получим, что при $F = 50$ атомн.% $Nc' = Nm = Na' = 1,628$. Естественно, что поскольку уравнения выведены статистически, возможны некоторые колебания этих величин. Эти данные хорошо согласуются с данными предыдущих исследователей.

Тот факт, что линия регрессии для Na' (т. е. Np оптически положительных и Ng оптически отрицательных хлоритов) значимо не отличается от линии Nm , указывает на то, что хлориты близки к одноосным минералам.

Для выяснения зависимости двупреломления от состава на основании 109 анализов хлоритов выведено уравнение множественной прямолинейной регрессии:

$$(Ng - Np) = 0,0346 - 0,0097Si - 0,0035Al^{VI} - 0,01335Fe^{3+} - \\ - 0,0094Fe^{2+} - 0,0048Mg \pm 0,004. \quad (3.9)$$

Обращает на себя внимание низкая точность уравнения, которая указывает, что двупреломление для 95% всех хлоритов по значениям Si, Al^{VI} , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg с помощью уравнения (3.9) может быть вычислено с точностью до $\pm 0,008$, а с вероятностью приблизительно 65% — с точностью до $\pm 0,004$. Эти величины сопоставимы со стандартным отклонением двупреломления хлоритов для группы в целом ($\sigma_{(Ng-Np)} = 0,007$).

Рассмотрение корреляции двупреломления и состава по группам наводит на мысль о более сложном характере зависимости $(Ng - Np)$ от состава. Так, в группе магнезиальных хлоритов коэффициент корреляции $(Ng - Np)$ и F незначимый ($r_{(Ng-Np)F} = +0,0176$, $n = 53$, $t = 0,14$), но имеется значимая связь между $(Ng - Np)$ и Al ($r_{(Ng-Np)Al} = +0,467$, $t = 3,61$).

Другие связи двупреломления от состава были обнаружены для Mg-Fe- и Fe-хлоритов ($n = 72$)*. В них связь $(Ng - Np)$ (с учетом оптического знака минерала) с Al незначима ($r_{(Ng-Np)Al} = +0,099$, $t = 0,83$), а с железистостью имеется высокая отрицательная корреляция ($r_{(Ng-Np)F} = -0,694$, $t = 7,06$).

Коэффициенты корреляции двупреломления с железистостью в этих двух группах отличаются с вероятностью $>99,9\%$ ($u = 4,51$) и вероятностью $>95\%$ отличаются по этим группам и $r_{(Ng-Np)Al}$ ($u = 2,25$). Следовательно, в Mg-хлоритах колебания двупреломления обусловлены главным образом различиями в содержании Al, а в Mg-Fe- и Fe-хлоритах — изменениями F . Кроме того, с вероятностью $>99\%$ отличаются коэффициенты регрессии b_1 и b_2 в уравнениях типа $(Ng - Np) = a + bF$, выведенных для Mg-хлоритов и Mg-Fe- и Fe-хлоритов ($t = 2,70$, $t_{01} = 2,62$, $f = 123$).

Все это указывает на то, что зависимость двупреломления от содержания Al и F в хлоритах, по-видимому, криволинейна, что и было впервые отмечено Винчеллом. Это хорошо согласуется также с отмеченной В. С. Соболевым (1949) особенностью, что если зависимость показателя преломления от состава для многих минералов близка к прямолинейной, то зависимость двупреломления от состава обычно криволинейна. Однако определить состав (Al, F) хлоритов по графику Винчелла с использованием $(Ng - Np)$ нельзя, что наглядно иллюстрирует диаграмма (рис. 36), построенная следующим образом. Исходя из того факта, что в Mg-хлоритах

* Поскольку для Fe-хлоритов имеется лишь 14 анализов, сопровождающихся $(Ng - Np)$, они объединены с Mg-Fe-хлоритами.

(область *I* до нижней кривой *a* на рис. 36) колебания двупреломления связаны с изменением содержания Al, а в Mg-Fe- и Fe-хлоритах (область *III* выше кривой *b*) — изменениями *F*, мы вывели следующие уравнения линейной регрессии:

$$Al^{(I)} = 1,82 + 70,16 (Ng - Np); \quad (3.10)$$

$$F^{(III)} = 52,16 - 2252,50 (Ng - Np). \quad (3.11)$$

На основании уравнений (3.10) и (3.11) на диаграмме (рис. 36) проведены линии (точечные) для значений двупреломления, равных $-0,005$, 0 и $0,005$. На основании анализов хлоритов, попавших в область стыка (область *II* между линиями *a* и *b*), вычислено уравнение множественной регрессии:

$$(Ng - Np)^{(II)} = 0,0125Al - 0,00013F - 0,0241, \quad (3.12)$$

по которому в области *II* построены линии (сплошные) для $(Ng - Np)$, равного $-0,005$, $0,000$ и $0,005$. Аналогичные линии для тех же значений $(Ng - Np)$ построены в области *III* по уравнению (3.13):

$$(Ng - Np)^{(III)} = 0,0198 + 0,0044Al - 0,00059F. \quad (3.13)$$

Пунктирные линии в области *II* и *III* построены на основании уравнений регрессии:

$$Al^{(II)} = 2,68 + 23,87 (Ng - Np) - 0,0082F; \quad (3.14)$$

$$Al^{(III)} = 2,07 + 0,0097F + 28,75 (Ng - Np). \quad (3.15)$$

Тот факт, что линии на диаграмме (рис. 36), построенные по уравнениям (3.12) и (3.13) для прямой задачи [т. е. для определения $(Ng - Np)$ по *F* и Al], и линии для решения обратной задачи, построенные по уравнениям (3.14) и (3.15), сильно расходятся, говорит о непригодности аналогичных графиков для определения состава хлоритов, так как полученная при этом ошибка несоизмеримо больше ошибки определения состава с использованием других физических свойств по другим уравнениям. Этим в основном и вызвана критика диаграмм Винчелла.

Как указывали многие исследователи, при отсутствии функциональной зависимости ($r \neq 1$), коэффициенты регрессии $b_{y/x}$ и $b_{x/y}$ не просто обратные, и совмещение обеих линий регрессии на один график всегда повлечет за собой значительную ошибку, что и показано для двупреломления. Для диагностической задачи, например для определения *F* и Al хлоритов по *Nm* и $(Ng - Np)$, правильным был бы график, построенный в координатах $Nm - (Ng - Np)$ с нанесением изолиний состава (*F*, Al). Однако из-за сравнительно низких коэффициентов корреляции $(Ng - Np)$ с Al и *F* такой график не был построен.

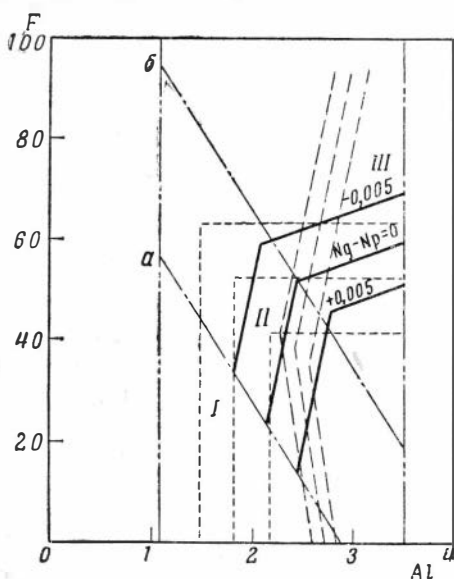


Рис. 36. Диаграмма, иллюстрирующая корреляционные связи двупреломления и состава хлоритов

УДЕЛЬНЫЙ ВЕС

А. Н. Винчелл (Winchell, 1926, 1936) отметил увеличение удельного веса с ростом железистости и уменьшение с ростом глинозема. Хей (Hey, 1954) вывел многомерное уравнение регрессии, по которому удельный вес возрастает с увеличением Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg и уменьшается от Si.

На основе 103 анализов хлоритов, для которых приведен удельный вес, вычислено уравнение множественной прямолинейной регрессии следующего вида:

$$D = 3,5769 - 0,2452Si - 0,0558Al^{VI} + 0,0685Fe^{3+} + \\ + 0,0845Fe^{2+} - 0,0320Mg \pm 0,088. \quad (3.16)$$

Уравнению (3.16) в стандартизованном масштабе соответствует:

$$\left(\frac{D - \bar{D}}{\sigma_D}\right) = -0,321t_1^* - 0,114t_2 + 0,079t_3 + 0,514t_4 - 0,236t_5. \quad (3.17)$$

Таким образом, самое большое изменение в удельном весе хлоритов вызывает Fe^{2+} . Изменение такого же порядка, но меньшее по абсолютной величине, вызывает также изменение содержания Si, Mg и Al^{VI} . Степень влияния Fe^{3+} приблизительно в 7 раз меньше влияния Fe^{2+} .

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ХЛОРИТОВ

Рентгеноструктурным исследованием хлоритов, изучением параметров элементарной ячейки, исследованием полиморфных разновидностей хлоритов и другими вопросами, связанными с применением рентгеновских методов исследования, занимались многие авторы (Mauguin, 1928, 1930; Pauling, 1930; McMurchy, 1934; Hallimond, 1939; Hendricks, 1939; Engelhardt, 1942; Gruner, 1944; Brindley, Ali, 1950; Brindley et al., 1950; Brindley, 1951; Brindley, Youell, 1951, 1953; Михеев, 1953; Roy, Roy, 1954; Hey, 1954; Бриндли, Робинсон, 1955; Brown, 1955; Youell, 1955; Brindley, Gillery, 1956; Ковалев, 1956; Lapham, 1958; Nelson, Roy, 1958; Shirozu, 1958; Tuddenham, Lyon, 1959; Корнилов, 1960; Albee, 1962; Frondel, 1962; Schoen, 1962; Brown, Bailey, 1962; Petruk, 1964 и др.).

Не останавливаясь подробно на всех вопросах, рассмотрим кратко лишь основную структуру хлоритов и зависимость параметров элементарной ячейки от состава.

Структура хлоритов

Моген (Mauguin, 1930) пришел к выводу, что элементарная ячейка хлоритов относится к моноклинной сингонии и имеет параметры $a_0 = 5,32$, $b_0 = 9,21$ кХ и угол примерно 97° . Высота элементарной ячейки ($c_0 \sin \beta$) определена им равной приблизительно 14,2 кХ. Эти данные свидетельствуют о том, что последовательные слои структуры сдвинуты в направлении оси a на величину $a_0/3$. В дальнейшем Бриндли и Робинсон подтвердили, что эти смещения в точности соответствуют расстоянию $a_0/3$. Поскольку $b_0/a_0 = \sqrt{3}$, это позволяет выбрать ромбоэдрическую или гексагональную элементарную ячейку с параметрами $a_0 = 5,32$, $b_0 = 9,21$ и $c_0 = 3 \cdot 14,2$ кХ. Соотношение между моноклинной и орто-гексагональной элементарными ячейками иллюстрирует рис. 37.

Структура хлорита состоит из чередующихся слоев талькового типа, имеющих состав $X_{m_2} Y_4 O_{10} [OH]_2$, и слоев бруситового типа, состава $X_{m_2} [OH]_6$ (рис. 38). Полный состав элементарной ячейки выражается формулой $2\{X_m Y_4 O_{10} (OH)_8\}$. Величина Y в приведенных выше формулах означает катионы в четверной координации, а X — катионы в шестерной

* Значения t_i см. в сноске к уравнению (3.2).

координации, причем m может иметь значения от 4 до 6. Считается доказанным, что в тетраэдрическую координацию входят Si, Al и Cr, в октаэдрическую Mg, Fe²⁺, Mn, Al, Cr, Ni. Вопросы вхождения Fe³⁺, Ca, Ti и щелочей в решетку хлорита рассмотрены в главе 1.

Вследствие замещения Si на Al тальковый слой становится отрицательно заряженным. Этот отрицательный заряд компенсируется замещением Al на двухвалентные катионы в бруситоподобном слое, в результате чего ячейка становится электронеутральной.

Дальнейшим детальным рентгеновским изучением природных и синтетических хлоритов было установлено, что в данной группе минералов в

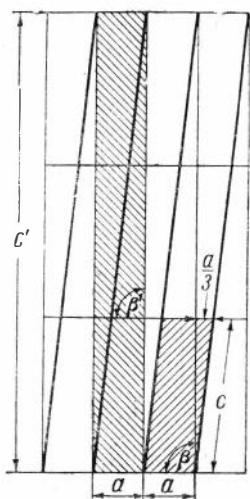


Рис. 37. Соотношение между моноклинной (a, c, β) и ортогексагональной (a, c', β') элементарными ячейками хлоритов. Проекция на плоскость (010). (Deer, Howie, Zussman, 1962)

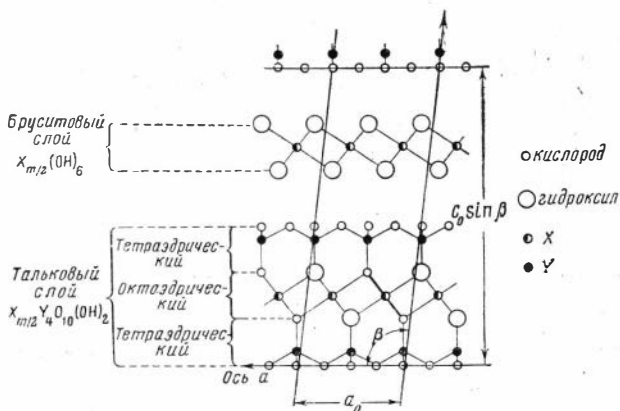


Рис. 38. Проекция структуры хлорита на плоскость ac (по Мак-Мерчи)

Стрелкой показано направление оси c

структурном отношении имеются две полиморфные группы: нормальные (или 14 Å-) хлориты, основные черты которых отмечены выше, и септохлориты (7 Å-хлориты) или хлориты с «каолиноподобной» структурой (см. рис. 31).

Одна из главных отличительных черт в структурном отношении между минералами этих двух полиморфных групп та, что повторяемость пакетов в структурах первой группы происходит через интервалы, приблизительно равные 14 Å, а в септохлоритах — через 7 Å. В каждой полиморфной группе имеется несколько полиморфных разновидностей.

Зависимость параметров элементарной ячейки (c_0 и b_0) от состава хлоритов

Существование двух главных типов изоморфного замещения в хлоритах обуславливает заметное изменение величины параметров c_0 и b_0 элементарной ячейки.

Энгельгардт (Engelhardt, 1942) высказал предположение, что уменьшение базального межплоскостного расстояния с одновременным увеличением параметра b_0 обусловлено замещением Fe²⁺ на Mg. Однако другие исследователи (Gruner, 1944; Bannister, Whittard, 1945; Михеев, 1953 и др.) полагали, что уменьшение базального межплоскостного расстояния связано с замещением кремния алюминием, которое вызывает уменьшение

хлоритового пакета, т. е. сокращение межплоскостного расстояния d_{001} . Хей (Heу, 1954) на основе 20 анализов хлоритов, отобранных из литературы, вывел трехмерное уравнение регрессии, показывающее зависимость d_{001} от химического состава:

$$d_{001} = 13,925 + 0,23(\text{Si} - 2) - 0,05\text{Fe}^{3+} + 0,05\text{Mn}.$$

Он отметил, что базальное межплоскостное расстояние увеличивается с увеличением содержания Si и Mn и уменьшается с ростом Fe^{3+} .

Лафам (Lapham, 1958), подробно изучивший Cr-хлориты, указал, что с ростом содержания хрома увеличиваются параметры решетки. Увеличение содержания хрома сказывается и на интенсивности некоторых базальных отражений, но здесь зависимость различна в отношении Cr^{IV} и Cr^{VI} .

Все исследователи подчеркивали увеличение параметра b_0 с ростом Fe^{2+} . Увеличение параметра b_0 также вызывается ростом Ni (Михеев, 1953) и Mn (Shirozu, 1958). Хей (Heу, 1954) на основе 16 анализов хлоритов, сопровождающихся значением параметра b_0 , вычислил множественное уравнение регрессии следующего вида:

$$b_0 = 9,202 + 0,028(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) + 0,047\text{Mn}; \quad \sigma = 0,015.$$

Т а б л и ц а 27

Параметры элементарной ячейки хлоритов

№ анализа	$b_0 kX$	$c \sin \beta kX$	$d_{001} kX$	№ анализа	$b_0 kX$	$c \sin \beta kX$	$d_{001} kX$
6*	9,23	14,18	—	215	9,34	28,00	—
20	—	—	14,18	216	9,32	14,18	14,18
21	9,21	14,18	14,18	222	9,30	28,00	—
22	9,22	14,27	14,27	230	9,30	13,99	—
23	—	—	13	235	9,19	14,15	—
26	9,22	14,17	14,17	236	9,26	14,21	14,21
27	9,20	14,18	—	239	—	—	14,07
33	9,23	14,26	—	241	—	—	14,07
46	—	—	14,07	242	9,20	14,14	14,14
81	9,19	14,09	—	247	—	—	14,17
102	9,23	14,16	—	252	—	—	14,17
120	—	—	14,08	257	9,21	14,13	—
122	—	—	14,08	259	—	—	14,37
123	9,211	14,099	—	265	9,22	14,36	14,4
130	9,26	14,14	—	266	—	—	14,12
135	9,29	14,14	—	267	—	—	14,12
156	—	—	14,19	270	9,22	14,29	—
167	—	—	14,37	271	9,22	14,23	14,2
169	9,28	14,12	14,12	275	9,22	14,19	—
183	9,21	14,10	—	276	9,237	14,180	—
189	9,246	14,308	—	284	9,21	14,24	—
194	9,26	14,15	14,1	287	9,24	14,29	—
197	9,27	14,13	14,13	291	9,24	14,15	14,2
203	9,30	14,15	—	294	9,25	14,13	—
204	9,288	14,115	—	295	9,24	14,12	—
205	9,29	14,15	14,15	296	9,24	14,14	—
207	9,312	14,09	—	301	—	—	14,17
208	9,33	14,10	14,10	302	9,31	14,13	14,1
209	9,33	14,12	14,12	314	9,35	14,10	14,1
211	9,31	28,24	—	—	—	—	—

* Номера анализов соответствуют номерам химических анализов в Приложении 1. Для № 81, 183, 230, 257 и 276 параметры ячейки даны по В. И. Михееву (1957).

Уравнение показывает, что с ростом двух- и трехвалентного железа и марганца параметр b_0 увеличивается.

Вопросы зависимости параметров элементарной ячейки от состава рассмотрены нами при помощи статистических методов на основе литературных данных (табл. 27). При этом были исключены параметры, дающие большие отклонения на диаграммах зависимости свойства — состав (Bannister, Whittard, 1945; Михеев, 1957; Lapham, 1958; Еремеев, 1962). В нашем распоряжении осталось 47 анализов, сопровождающихся $c_0 \sin \beta$ и 36 анализов с b_0 , на основе которых выведены следующие уравнения множественной прямолинейной регрессии:

$$c_0 \sin \beta = 13,496 + 0,223\text{Si} - 0,0064\text{Al}^{\text{VI}} + 0,107\text{Fe}^{3+} - 0,001\text{Fe}^{2+} + 0,0103\text{Mg} \pm 0,04kX; \quad (3.18)$$

$$b_0 = 9,3274 - 0,0094\text{Mg} - 0,0195\text{Si} - 0,022\text{Al}^{\text{VI}} + 0,0208\text{Fe}^{3+} + 0,0241\text{Fe}^{2+} \pm 0,013kX. \quad (3.19)$$

Уравнение (3.18) в стандартизованном масштабе имеет вид:

$$\left(\frac{c_0 \sin \beta - \overline{c_0 \sin \beta}}{\sigma_{c_0 \sin \beta}} \right) = 0,713t_1^* - 0,024t_2 + 0,273t_3 - 0,014t_4 + 0,188t_5. \quad (3.20)$$

Следовательно, самое большое влияние на $c_0 \sin \beta$ оказывают Si, Fe^{3+} и Mg. Степень влияния Al^{VI} и Fe^{2+} на параметр $c_0 \sin \beta$ на порядок меньше по сравнению с Si и Fe^{3+} .

В противоположность Хею (Hey, 1954), оказалось, что параметр $c_0 \sin \beta$ увеличивается с ростом Fe^{3+} .

После приведения уравнения (3.19) в стандартизованный масштаб получим:

$$\left(\frac{b_0 - \overline{b_0}}{\sigma_{b_0}} \right) = -0,103t_1 - 0,143t_2 + 0,080t_3 + 0,608t_4 - 0,294t_5. \quad (3.21)$$

Отсюда видно, что самое сильное изменение параметра b_0 связано с изменением Fe^{2+} . По степени влияния далее следуют Mg, Al^{VI} и Si, которые вызывают изменения величины b_0 того же порядка, что и Fe^{2+} , но меньшие по абсолютной величине. Степень влияния Fe^{3+} на порядок меньше по сравнению с предыдущими.

Для статистической оценки влияния на параметры b_0 и $c_0 \sin \beta$ содержания Cr, Mn, Ni данных недостаточно. Но, по-видимому, Mn оказывает такое же влияние на b_0 , как и Fe^{2+} . В выборке, состоящей из 34 анализов, где определялся MnO, парный коэффициент корреляции b_0 с Mn оказался незначимым: $r_{b_0, \text{Mn}} = +0,093$. Однако уже при исключенном влиянии Fe^{2+} этот коэффициент становится значимым: $r_{b_0, \text{Mn}/\text{Fe}^{2+}} = +0,36$.

Таким образом, можно считать доказанным, что как изменения параметра $c_0 \sin \beta$, так и изменения параметра b_0 связаны с изменением химического состава хлоритов благодаря изоморфизму различных типов ($\text{SiMg} - 2\text{Al}$, $\text{Mg} - \text{Fe}$ и др.), однако степень и характер влияния отдельных катионов на параметры ячейки различны. Наибольшее влияние на значение $c_0 \sin \beta$ оказывают изменения, вызванные изоморфизмом типа $\text{SiMg} - \text{Al}^{\text{V}}\text{Al}^{\text{VI}}$, а на b_0 $\text{Mg} - \text{Fe}^{2+}$. Последняя зависимость параметров ячейки от Si и Fe^{2+} , как наиболее легко обнаруживаемая, фиксировалась предыдущими исследователями.

Заметим, что на основе уравнений множественной регрессии, приведенных в данной главе, можно легко рассчитать физические свойства конечных членов группы хлоритов по любой имеющейся классификации.

* Значения t_i для уравнений (3.20) и (3.21) см. в ссылке к уравнению (3.2).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ХЛОРИТОВ ПО ОПТИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ И УДЕЛЬНОМУ ВЕСУ

Определение состава хлоритов по их физическим свойствам представляет большой практический интерес, и многие исследователи стремились решить эту проблему.

А. Н. Винчелл (Winchell, 1926, 1936) показал возможность определения состава хлоритов в виде соотношений молекулярных процентов четырех конечных членов на основе показателя преломления и двупреломления. Следует указать, что диаграмма построена им эмпирически на сравнительно небольшом материале. В отношении ее оценки мы присоединяемся к мнению А. Б. Вистелиуса (1956), что «из-за отсутствия оценки силы связи эти диаграммы не могут служить достаточно строгим источником для заключений, так как никогда не была доказана реальность силы связи, определены объективно тип формы связи и оценка точности полученных результатов».

На возможность отнесения хлоритов к одной из трех групп по оптическим и термическим данным указала В. П. Иванова (1949).

Хей (Heу, 1954) построил диаграмму определения состава «неокисленных» хлоритов на основе уравнений регрессий, рассчитанных для зависимости показателя преломления, двупреломления и удельного веса от состава.

Как уже отмечалось, при отсутствии полной корреляции ($r \neq 1$) коэффициенты уравнений регрессии $b_{y/x}$ и $b_{x/y}$ не являются просто обратными, поэтому ошибка в определении состава по линиям, построенным на основании уравнений свойства — состав, будет возрастать по мере удаления от средних значений показателя преломления, двупреломления и удельного веса, как это наглядно показано на рис. 36. Кроме того, по нашим данным, приведенным выше, показатель преломления практически не зависит от Si.

Е. А. Кузнецов (Кузнецов, Чеховских, 1960; Кузнецов, 1962) указал на возможность определения количественного химического состава хлоритов и других минералов методом сравнительной дисперсии двупреломления. Однако этот метод оспаривается многими исследователями, а для статистической проверки пока имеется недостаточно данных.

В большинстве петрографических работ необходимыми параметрами для представления состава хлоритов являются Si (Al^{IV}) и железистость. Эти параметры подвержены самым большим колебаниям. Как показано в главе 2, большинство парагенетических типов хлоритов достоверно отличаются друг от друга по среднему содержанию Si, Al и среднему значению величины F . Предлагаемая нами классификация хлоритов, основанная на парагенетическом принципе, также построена на указанных переменных. Поэтому ниже рассмотрим возможность их определения с использованием оптических данных, удельного веса и параметров ячейки.

Преобразовав уравнение (3.6) в более простое, получим:

$$F = 24 + 930(Nm - 1,600) \pm 5,66 \text{ атомн. \%} \quad (3.22)$$

Учитывая многовершинность распределения параметра F для группы в целом, мы вывели уравнения линейной регрессии для магнезиальных ($n = 20$) и железисто-магнезиальных ($n = 45$) хлоритов:

$$F = 450,637Nm - 702,652 \pm 5 \text{ атомн. \%}; \quad (3.23)$$

$$F = 883,85Nm - 1390,07 \pm 5,5 \text{ атомн. \%}. \quad (3.24)$$

Точность уравнений (3.23) и (3.24) сопоставима с точностью уравнения (3.22), и это, по-видимому, связано с разными выборками.

Исходя из того, что железистость имеет высокую положительную связь с удельным весом ($r_{FD} = +0,832$; $n = 103$), можно предположить,

что точность в вычислении железистости будет выше по множественному уравнению регрессии вида:

$$F = a + bNm + cD.$$

Для анализов хлоритов ($n = 41$), сопровождающихся Nm и удельным весом (D), рассчитанное уравнение равно

$$F = 592,346Nm + 50,761D - 1065,282 \pm 3,5 \text{ атомн. \%}. \quad (3.25)$$

Выше было показано, что в группе железистых и железисто-магнезиальных хлоритов имеется отрицательная связь между двупреломлением (с учетом оптического знака минерала) и железистостью: $r_{(Ng-Np)F} = -0,694$. В этой группе также наблюдается высокая корреляция между Nc' (Ng оптически положительных хлоритов и Np оптически отрицательных хлоритов) и F ($r_{Nc'F} = +0,936$) и между общей железистостью и удельным весом ($r_{FD} = +0,957$). Естественно предположить, что ошибка в вычислении F для этой группы (Fe-Mg- и Fe-хлоритов) будет меньше с использованием всех трех переменных. Множественное уравнение регрессии, рассчитанное на основе 28 анализов хлоритов, где были приведены Nc' ($Ng - Np$) и D , имеет вид:

$$F = 368,56Nc' + 74,42D - 1086,11(Ng - Np)^* - 769,05 \pm 3,5 \text{ атомн. \%}. \quad (3.26)$$

Таким образом, для магнезиально-железистых хлоритов (т. е. хлоритов из зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов, из основных изверженных пород, из медных месторождений) и железистых хлоритов (т. е. хлоритов из осадочных Fe-руд и песчаников и из сульфидно-касситеритовых месторождений) общая железистость с большой точностью может быть вычислена по значениям Nc' , D и $(Ng - Np)$ с использованием уравнения (3.26).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ХЛОРИТОВ ПО ПАРАМЕТРАМ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ И ДРУГИМ РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

Рентгенометрическое исследование хлоритов показало, что можно определить приблизительный состав хлоритов при помощи параметров элементарной ячейки или других данных, полученных с использованием рентгенометрической методики.

Приблизительное содержание Al^{IV} можно определить при помощи диаграммы (рис. 39), изображающей зависимость d_{001} от состава.

Содержание Al^{IV} также можно примерно определить с помощью инфракрасных спектров поглощения (Tuddenham, Lyon, 1959), причем, когда значения Al^{IV} больше 1,2 единиц в кристаллохимической формуле (на $18 O^{2-}$), имеется возможность при помощи инфракрасных спектров обнаружить структурные разновидности (14- и 7 Å-хлориты).

Элби (Albee, 1962) на основе 45 анализов, сопровождаемых d_{001} , вывел уравнение линейной регрессии, устанавливающее зависимость d_{001} от содержания $(Al + Cr)$, рассчитанных на 10 катионов. Эта зависимость изображена на графике. Пользуясь графиком (рис. 40), можно определить приблизительное содержание $(Al + Cr)$.

Количество Fe(Mn) может быть определено измерением параметра b_0 по отражению (060) (Shirozu, 1958; Ковалев, 1956; Brindley, Gillery, 1956, и др.), а также вычислением структурных факторов более низких порядков отражений (Brindley, Gillery, 1956). На рис. 41 приведена диа-

* Двупреломление с учетом оптического знака хлорита.

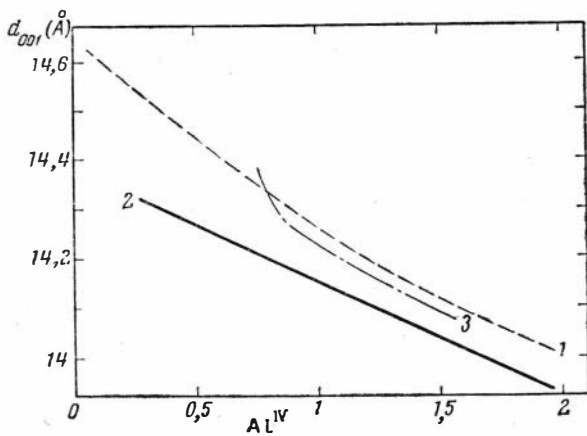


Рис. 39. Взаимотношения между основным расстоянием d_{001} и содержанием Al^{IV} (на 10 O^{2-})
 1 — по Широцу (Shirozu, 1958); 2 — по Хею (Heu, 1954);
 3 — по Ковалеву (1956)

грамма зависимости b_0 от Fe (включая Mn), позволяющая определить содержание Fe (Mn) по значению параметра b_0 .

Содержание (Fe + Mn + Cr) может быть определено путем сравнения интенсивностей рентгеновских лучей, отраженных от базальных плоскостей, с интенсивностями на рис. 42 (Petruk, 1964). Данный метод не требует пересчета интенсивностей на структурные факторы (Brindley,

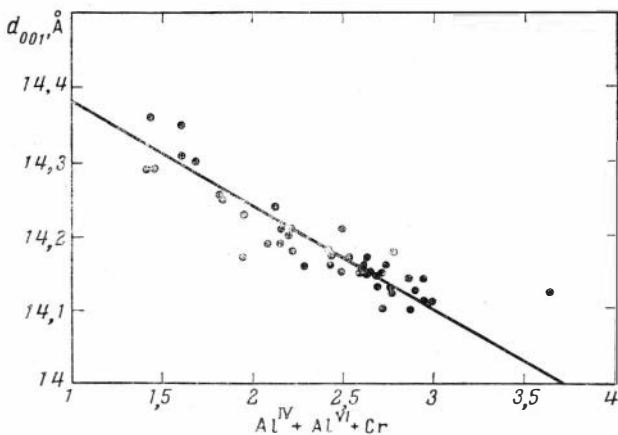


Рис. 40. Соотношение между базальным расстоянием d_{001} и содержанием $Al^{IV} + Al^{VI} + Cr$ (атомы на 10 катионов) (Albee, 1962)

Gillery, 1956; Schoen, 1962) и может быть применен, когда хлорит находится в смеси с другими минералами.

Некоторые представления о железистости дают уменьшения интенсивности отражений 001, 003, 005, 201, 203, 205 по сравнению с отражениями 002, 004, 202, 204, 204 и 206 по мере увеличения содержания железа в хлоритах, а также уменьшения расстояния между некоторыми парами линий [Δd (137, 208—060, 331, 331)] в этом же направлении (Корнилов, 1960).

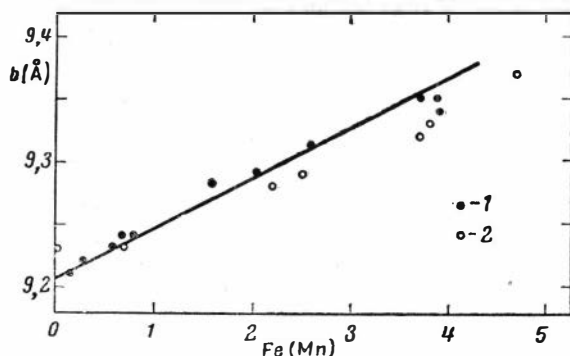


Рис. 41. Соотношение между значением b_0 и содержанием Fe (включая Mn) в хлоритах по Сиродзу (Shirozu, 1958)

1 — данные Сиродзу, 2 — данные Энгельгардта

Суммарное содержание железа в хлоритах может быть установлено также по инфракрасным спектрам поглощения (Tuddenham, Lyon, 1959).

На основе данных, использованных для выведения уравнений множественной регрессии параметры ячейки — состав, выведены линейные

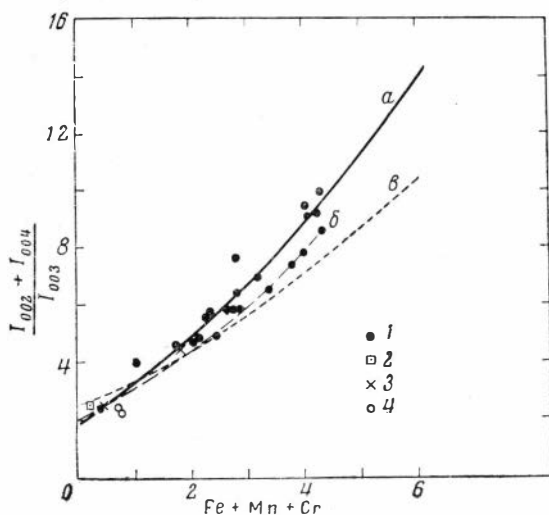


Рис. 42. Наблюдаемые взаимоотношения между $(I_{002} + I_{004})/I_{003}$ и количеством тяжелых атомов (Fe + Mn + Cr) в октаэдрических слоях в хлоритах по Петрак (Petruk, 1964)

a — теоретическая кривая по Петрак; b — теоретическая кривая по Шоен (Schoen, 1962); c — теоретическая кривая по Бриндли (Brindley, Gillery, 1956); 1 — по Petruk, 1964; 2 — по Brindley and Gillery, 1956; 3 — по Steinfink, 1958; 4 — по Lapham, 1958

уравнения регрессии, позволяющие с определенной точностью вычислить значения Al^{IV} и F в зависимости от параметров c_0 , $\sin \beta$ и b_0 .

Для 47 анализов, сопровождающихся c_0 , $\sin \beta$, линейные уравнения имеют вид:

$$Al^{IV} = 38,708 - 2,648c_0 \sin \beta; \quad (3.27)$$

$$c_0 \sin \beta = 14,541 - 0,312Al^{IV}. \quad (3.28)$$

Линия, проведенная на рис. 43, отвечает уравнению (3.27). Для простоты рисунка линия, отвечающая уравнению (3.28), не проведена.

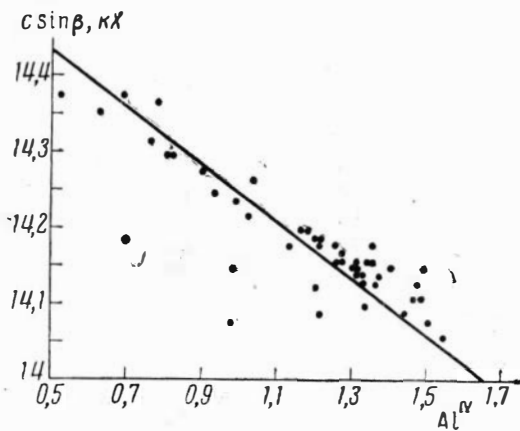


Рис. 43. Зависимость $c \sin \beta$ от содержания Al^{IV} в хлоритах

Точность уравнения (3.27) равна $\pm 0,136$ единиц Al^{IV} в единицах кристаллохимической формулы. Аналогичные уравнения для F и b_0 , рассчитанные на основе 36 анализов, сопровождающихся b_0 (табл. 27), равны:

$$F = 960,82b_0 - 5156,05; \quad (3.29)$$

$$b_0 = 9,2003 + 0,0016F. \quad (3.30)$$

Линия на рис. 44 отвечает уравнению (3.29). Точность уравнения (3.29) $\pm 7,40$ атомн. % общей железистости. Точность в вычислении F по уравнению, аналогичному (3.29), можно повысить, если учесть форму распределения F . Для более точного вычисления F по параметру b_0 , по мере дальнейшего накопления материала, нужно рассчитать уравнения типа (3.29) отдельно по крайней мере для магнезиальных, магнезиально-железистых и железистых хлоритов.

Исходя из того, что определение F будет точнее по обоим параметрам элементарной ячейки, мы рассчитали множественное уравнение:

$$F = 527,025b_0 - 39,461c_0 \sin \beta - 4283,797 \pm 6,98 \text{ атомн. \%}. \quad (3.31)$$

Однако точность вычисления F повысилась лишь на 0,4 атомн. % по сравнению с уравнением (3.29). Это также, по-видимому, обусловлено неоднородностью распределения F и разными выборками, использованными для выведения этих уравнений.

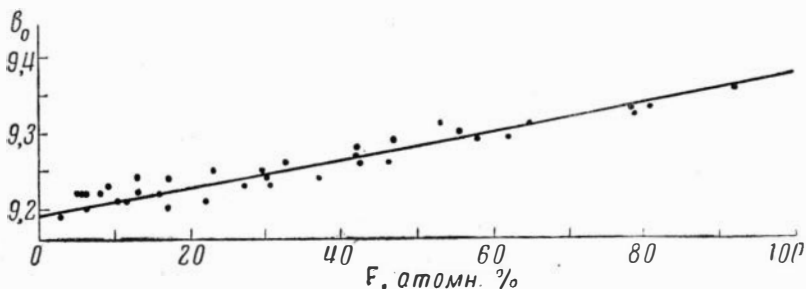


Рис. 44. Зависимость параметра b_0 от общей железистости (F) в хлоритах

Таким образом, общая железистость (F) хлоритов с определенной точностью может быть вычислена по уравнениям регрессии с использованием оптических констант, удельного веса и параметров элементарной ячейки. Ошибка в вычислении общей железистости может быть сведена к минимуму при помощи уравнений множественной регрессии (с одновременным использованием показателя преломления, двупреломления, удельного веса и параметров решетки), рассчитанных для отдельных парагенетических групп. С имеющимся к данному времени фактическим материалом этого сделать невозможно.

Содержание Al^{IV} с большой точностью может быть вычислено по параметру $c_0 \sin \beta$ из уравнения (3.16). Поскольку $r_{SiAl^{IV}} \approx -1$, количество $Si = 4 - Al^{IV}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании статистической обработки 600 анализов хлоритов рассмотрена роль H_2O , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O и TiO_2 в хлоритах.

Показано, что среди причин, порождающих избыток и недостаток ОН-групп по сравнению с теоретическим числом, равным 8, можно выделить главные причины, которым дано соответствующее минералогическое объяснение. Обоснована правильность отнесения избыточного числа ОН-групп в адсорбционную воду при пересчете химических анализов хлоритов на кристаллохимическую формулу по методике В. С. Соболева.

Исходя из наличия значимых связей щелочей и кальция лишь с недостатком ОН-групп, мы сделали предположение, что они в решетку хлоритов не входят и обусловлены примесями.

Трехвалентное железо входит в решетку хлоритов, но, по-видимому, в ограниченном количестве.

Выделена группа «железистых оксихлоритов», которая требует дальнейшего изучения.

Подтверждена правильность общепринятой формулы хлоритов.

В соответствии с положением щелочей, Са и ОН в хлоритах, анализы, содержащие $(Na_2 + K_2O) > 1$ вес.%, $CaO > 2\%$ и дающие при пересчете на кристаллохимическую формулу число ОН > 9 или < 7 , считались некачественными и из дальнейшего рассмотрения исключались.

Оставшиеся анализы ($n = 316$) были использованы для выделения парагенетических типов и построения на этой основе классификации хлоритов, а также для изучения связи состава со свойствами.

На основании минеральных парагенезисов и состава пород выделено 11 парагенетических типов хлоритов, для которых приведены средние значения и 95%-ные доверительные интервалы главных катионов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{o.k.}$), ОН-групп, общей (F) и частной (f) железистости. По среднему значению одного из трех параметров (Si , Al , f) выделенные парагенетические типы отличаются друг от друга с вероятностью $> 95\%$.

На различных парагенетических типах хлоритов показана возможность решения диагностической задачи, т. е. отнесение с наибольшей вероятностью единичного анализа хлорита в тот или иной парагенетический тип при помощи дискриминантной функции вида:

$$D_{(x)} = L + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx_n.$$

В связи с большим значением учета реальных соотношений природных минералов для выделения и обоснования минеральных фаций рассмотрены вопросы соотношения железистости хлоритов с другими физико-химическими минералами.

В соответствии с существованием двух типов изоморфизма в хлоритах и на основании значимых различий состава хлоритов из различных парагенетических типов предлагается новая классификация хлоритов, согласно которой выделены пять разновидностей хлоритов.

Данные по устойчивости хлоритов в сочетании с определенными природными ассоциациями позволяют принять в качестве нижней температурной границы фации зеленых сланцев 400° , однако здесь еще нужны дальнейшие исследования.

Рассмотрены вопросы изоморфизма и изменения железистости и Al от состава среды и P T -условий по парагенетическим типам хлоритов.

Приведены химические анализы и физические свойства септохлоритов и дан обзор основных работ по ним.

Вычислены уравнения множественной регрессии свойства — состав в стандартизованном масштабе, которые впервые позволили установить степень влияния главных катионов (Si, Al^{VI}, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg) на физические свойства и параметры ячейки (Nm , удельный вес, b_0 , $c_0 \sin \beta$) хлоритов.

На основании уравнений линейной регрессии показано, что при общей железистости, равной 50 атомн.%, $Ng = Nm = Np = 1,628$.

Вычислены уравнения парной и множественной регрессии состав — свойства, позволяющие с определенной точностью вычислять состав хлоритов по свойствам.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (В ВЕС. %), ОПТИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ И УДЕЛЬНЫЙ ВЕС ХЛОРИТОВ

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃ *	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>	<i>N_g-N_p</i>	2 <i>V</i>	Уд. вес
<i>Хлориты из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений</i>																	
1	29,80		22,87	0,62	0,30		33,57		12,72	0,18	100,06	1,578		1,573	0,005	+	
2	32,66	0,03	17,73	5,12	1,42	0,08	25,94	1,08	п.п.п. 13,98	1,06	100,10			1,573	0,005	+	
3	32,46		13,20	0,92	2,57	0,02	34,83	0,42	13,38		100,04	1,580		1,576	0,004	+	
4	31,08		21,25	0,20	3,01		32,15		12,44		100,13						
5	28,52	0,08	23,76	0,49	3,23	Сл.	31,08	0,09	12,41	0,18	99,84						
6	29,56	0,08	19,68	2,05	3,33	0,09	31,92	0,44	12,38	0,10	100,00	1,593	1,585	1,585	0,008	+15°	2,72
7	31,87	0,17	14,51	1,86	3,57	Сл.	32,76		13,05	0,90	100,13	1,586	1,581	1,581		+(0-20°)	2,6
8	30,62		17,51	1,60	3,62	0,35	32,35		12,62	1,54	100,21						
9	32,29		17,39	0,55	3,66	0,16	33,81		12,02	0,29	100,17	1,580		1,575	0,005	+0°	
10	32,35		18,00		4,37		32,29		12,50		99,51						
11	31,18	3,78	12,41	5,40	4,45	0,15	31,60	0,04	10,81	0,28	100,35						
12	31,18	0,10	18,28	2,00	4,85	0,03	31,11		12,73	0,10	100,38	1,594	1,584	1,584	0,010	± мал.	
13	29,66	0,35	18,03	2,16	4,88	0,04	30,66	0,41	п.п.п. 12,62		99,75	1,583— 1,587		1,580— 1,583	0,006— 0,010		
14	34,06		10,96	4,96	5,12		30,81	0,91	13,38		100,36				0,003	+	
15	28,54	0,74	18,94	3,12	5,21	0,08	31,06	0,00	п.п.п. 12,61	0,12	100,45	1,591		1,582	0,009	10°	
16	32,55		13,95	0,97	5,28	0,16	32,78	0,79	13,17		100,19						
17	36,26		13,18	1,78	5,45	0,08	31,72	0,00	11,64	0,18	100,68						
18	31,71	0,20	14,58	2,75	5,75	0,25	32,66		11,96	0,04	99,90	1,583		1,578	0,005		
19	30,86		18,52	1,53	6,14	0,04	30,20		(12,69)*		100,00	1,596	1,591	1,588	0,008		
20	28,50	0,80	20,24	1,09	6,27		30,78	1,22	11,68	0,12	100,70	1,590		1,585	0,005		

* В скобках значение H₂O, когда она не разделялась.

П Р И Л О Ж Е Н И Е 1 (продолжение)

№ ана- лиза											Σ Уд. вес						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-		Сумма	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V
21	29,71		19,75	0,29	6,59	0,30	30,79	Сл.	12,55	0,14	100,12						
22	32,27		14,99	1,56	6,89	0,09	31,75	Сл.	12,84	0,36	100,75						
23	30,79	0,04	17,78	1,43	8,16	0,07	30,24	0,21	11,51	Нет	100,23	1,595		1,588	0,007		
24	31,40	0,10	16,32	1,75	8,26	0,10	28,89	0,00	п.п.п. 12,30	0,22	99,36						
25	30,90	Сл.	17,18	0,02	9,06	0,14	29,83	Нет	12,60	0,35	100,08	1,594		1,588	0,006	+	
26	29,89		19,64	0,61	9,23	0,09	29,38	Сл.	12,28	0,06	101,18						
27	33,76	0,77	13,81	0,95	9,31	0,08	28,11	0,86	12,37	0,57	100,71		1,583				
28	27,54	0,61	20,09	2,15	9,34	0,21	26,67	1,00	п.п.п. 12,13		100,00						
29	27,14	0,62	20,38	1,98	9,48	0,07	28,07	0,00	п.п.п. 12,30	0,06	100,11	1,598		1,589	0,009	10°	
30	28,32	1,82	18,56	0,79	10,04	0,07	27,03		п.п.п. 12,84		100,00	1,583— 1,587		1,580— 1,583	0,006— 0,010		
31	28,76	0,14	18,72	1,56	10,15	0,17	28,18	0,00	п.п.п. 12,28	0,05	100,02						
32	27,64	0,22	22,48	0,06	12,06	0,02	24,32	0,00	11,45	1,80	100,34	1,606	1,600	1,600	0,006	—(0—8°)	2,80
33	29,18	0,66	16,57	2,81	13,69		24,70	0,40	11,38	0,34	99,80		1,594				
34	25,62	0,49	21,60	1,18	23,00	0,07	16,10	0,49	11,27	0,10	99,92						
<i>Хромовые хлориты из измененных ультрабазитов (в парагенезисе с хромитами)</i>																	
35	33,28	Сл.	11,29	2,23	Сл.	0,01	36,37		14,00		99,67					+	
36	32,92		12,78	2,30	—		35,48		12,50		100,18						
37	31,96	0,82	8,38	1,93	0,38	0,11	37,37		12,48	0,50	99,74	1,581		1,578	0,003	—5	
38	33,79	0,07	11,90	0,19	0,55	0,01	35,47	0,85	12,51		99,30						
39	31,15		17,12	2,90	0,56	0,00	34,57	Сл.	12,82	0,50	99,62			1,5704		+2°	2,623
40	30,44		18,13	3,38	0,57	0,00	34,22	0,17	12,70	0,30	99,91			1,5727		+мал.	2,648
41	30,92	0,29	8,06	1,88	0,59		36,96	0,54	14,10	0,12	100,24	1,584		1,582	0,002		
42	29,93		20,20	1,04	0,72		34,70	0,82	12,86		100,43	1,576	1,568	1,568	0,008	+0°	

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ ана- лиза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V	Уд. вес
43	30,72		17,15	1,39	0,73	Сл.	34,77	0,04	13,48		100,14		1,583		0,006	+15°	
44	32,42		16,95	0,62	1,05		35,88		12,80		100,57	1,576	1,571	1,571	0,005	+	2,657
45	31,78		14,95	0,47	1,20		34,87		12,50		100,04	1,584		1,579	0,005	+мал.	2,675
46	31,18	Сл.	17,68	1,88	1,72	0,01	32,58	0,10	12,93	0,48	99,93	1,581	1,578	1,577	0,004	+(5-25°)	2,648
47	30,07		19,84	1,82	1,98		30,60		(12,76)		99,87	1,590	1,590	1,585	0,005		2,631
48	33,60	0,12	10,14	8,42	2,39	0,23	29,32	0,05	13,78	1,26	100,04						
49	30,78		12,82	1,56	2,91		35,54	0,14	12,48	0,18	100,17						
50	34,49		12,40	3,14	3,28		21,83		11,85		100,45	1,590		1,586	0,004	+мал.	2,709
51	27,01		20,89		4,11	0,04	33,60	Сл.	11,43		100,13						
<i>Никельсодержащие хлориты из никеленосной коры выветривания</i>																	
52	31,36	0,02	17,01	5,68	0,65	0,61	21,60	0,84	14,21	3,28	99,54		1,581				
53	31,96	0,07	16,98	5,74	0,71	0,40	23,86	0,81	12,20	2,82	99,53		1,581				
54	29,76	0,12	18,14	1,30	1,59		32,81	0,02	13,61	0,80	99,97	1,580		1,574	0,006	+41°	2,690
55	28,76		17,51	2,07	2,13	0,10	31,93		12,64	2,52	99,53	1,585		1,576	0,009		
56	32,7		14,5	3,8	2,5		29,6		11,1	1,7	99,4						
57	30,82	0,00	21,47	1,62	2,99	0,01	30,88	0,00	11,02	0,65	99,93					+(39-42°)	
58	33,79		15,47	4,01	3,26		25,87	1,38	(11,54)		100,48						2,256
59	33,87		14,88	3,91	3,62		24,16	1,50	(12,37)		100,09						2,339
60	29,48	0,00	21,67	2,21	3,75	0,00	31,35	0,00	10,96	0,73	100,61					+(39-42°)	
<i>Хлориты из десилицированных пород в гипербазитах и из эписланцев (с корундом, диаспором и маргаритом)</i>																	
61	27,12		27,68	0,20	1,24	0,54	30,96		12,82	0,01	100,57	1,586	1,580	1,578	0,008	+	2,680
62	27,50		23,19	1,74	3,01		30,69	0,46	12,97	0,64	100,20	1,597	1,593	1,587	0,010		
63	30,33		20,90	4,00	4,11		27,79		12,62		99,75						
64	28,00		24,14	0,67	4,13	0,02	30,64		12,73	0,15	100,48	1,600	1,588	1,588	0,012	+19°	2,696
5	27,71	3,71	22,63	0,81	4,50	0,06	26,91	0,11	п.п.п. 12,13	0,18	99,94						

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ ана- лиза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V	Уд. вес
	66	27,65	3,22	23,01	1,13	4,63	0,06	26,61	0,07	12,09	0,36	99,61	1,584		1,578	0,006	+0°
67	27,59	0,01	24,92	1,04	4,88	0,03	29,10		12,54	0,10	100,21						2,718
68	27,30	Сл.	24,17	1,87	5,15	Сл.	29,24		12,64	0,10	100,47	1,595	1,587	1,587	0,008		2,697
69	27,35	Сл.	25,30	0,53	5,19	Сл.	29,66		12,10	0,08	100,21						2,718
70	29,43		22,08	1,41	5,64		28,46		12,40		99,42						
71	27,85	2,74	24,17	1,12	5,76	0,06	24,68	Сл.	п.п.п. 11,72	0,55	99,23				0,013		
72	29,59		22,18	1,33	5,77		28,54		12,40		99,81						
73	24,92	0,13	25,91	3,42	7,27	0,12	26,22	Сл.	12,08		100,07	1,604		1,598	0,006	- 45°	2,881
74	27,01	0,03	24,99	1,44	8,50	0,07	26,03		12,48	0,10	100,65	1,606	1,594	1,594	0,012	+	2,754
75	27,48	0,12	24,00	0,57	9,42	0,12	26,16	0,15	12,27	0,12	100,41	1,602	1,593	1,593	0,009	+	2,788
76	23,20		24,42	3,48	13,40		22,76	1,04	12,00		100,30	1,613		1,607	0,006		
77	24,0		25,9		14,8		22,7		11,9		99,3						
78	24,77		25,52		15,19		21,88		11,98		99,34						
79	23,84		25,22	2,81	17,06		19,83		11,90		100,66						2,87
<i>Хлориты из контактово-метасоматических пород в паразенезисе с кальциевым гранатом и эпидотом, включая хлориты в ассоциации с магномagnetитом</i>																	
80	28,48		21,74	2,60		0,44	32,42	1,17	13,32		100,87				0,011— 0,013	+30°	2,69— 2,70
81	31,44		17,62		Сл.		37,64	Сл.	13,19		99,89	1,575		1,572	0,003	+	
82	26,97	0,12	25,66	3,55	0,15	0,03	29,39	0,84	13,01	1,01	100,84						
83	27,94	0,10	24,31	1,61	0,28	0,05	33,59	0,18	12,49	0,95	100,03	1,586		1,577	0,009	+мал.	2,6752
84	32,1		18,5		0,6		36,7		12,1		100,0						2,615
85	32,98		15,94	0,64	0,73		36,43	Нет	13,00	0,78	100,50						
86	31,63		16,86	1,64	1,42	0,06	34,59	0,09	12,71	0,47	99,47		1,574		0,01	+(0-42°)	
87	32,03		15,93	1,89	1,43	0,06	33,52	0,96	12,05	0,93	99,46		1,574		0,009	+(0-42°)	
88	28,28	0,06	25,53	3,29	1,60		25,48	0,96	11,61	3,40	100,21		1,596		0,007		
89	32,66	0,05	16,66	0,38	2,80	0,29	33,56	0,77	12,55	0,23	100,00	1,5961		1,5911	0,005	+(15-21°)	2,722

П Р И Л О Ж Е Н И Е 1 (продолжение)

№ ана- лиза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	N _g	N _m	N _p	N _g -N _p	2V	Уд. вес	
90	35,14	0,15	13,56	0,35	2,92		35,56	0,19	(12,20)		100,07		1,577— 1,580			+ (0—2°)		
91	30,77		16,25	0,65	3,15		36,62	0,78	(11,73)		100,41		1,5690	1,5670		+	2,669	
92	30,60		16,80	2,18	5,02		32,18	Сл.	12,76		99,54					29°42'	2,730	
93	27,87		23,49	4,05	5,13		26,44	0,44	(12,21)		100,15		1,598	1,588		+	2,79	
94	27,89	0,46	22,82	0,81	6,02		29,76	1,39	(11,60)		100,65		1,577— 1,580		0,005	+ (0—2°)		
95	27,33	Сл.	24,31	1,82	6,78	0,28	28,60	0,13	(11,80)	1,15	99,97	1,583		1,582	0,001	+ мал.	2,7638	
<i>Хлориты из полиметаллических месторождений</i>																		
96	32,22	0,38	22,96	1,41	2,34	0,20	26,97	0,20	12,23	0,32	99,39				0,009— 0,012	мал.		
	29,58	0,24	30,96	1,87	3,22	0,20	19,80		п.п.п. 11,96	0,08	99,31	1,587	1,581	1,572	0,001— 0,015			
	29,07	0,32	24,82	0,83	3,67		29,90	0,19	10,76	2,76	99,32							
	29,03		23,19	0,16	4,32		30,82		12,11		100,01	1,602	1,596	1,596	0,006	+ 0°		
	100	27,98	0,35	20,15	3,06	7,87		27,48	Сл.	12,78		100,11	1,589		1,585	0,004	+ значит.	
	101	28,04	0,05	32,83	0,22	11,05	0,41	14,87	0,15	п.п.п. 12,34	0,28	100,64	1,604	1,594	1,592	0,007— 0,012	+ мал.	
	102	26,76	0,14	19,72	1,26	16,34	0,32	22,61	0,26	12,34	0,04	99,79	1,612		1,605	0,007	+	
<i>Хлориты из фации зеленых сланцев</i>																		
103	27,65		23,54	3,05	6,35		27,72		12,10		100,41	1,599	1,593	1,593	0,006	+ мал.		
104	28,73	0,41	19,16	1,97	10,99	0,15	26,37	0,06	п.п.п. 12,17	0,07	100,12		1,595		0,011	+ 10°		
105	29,64	0,64	19,2	1,74	11,49	0,04	25,05	0,42	п.п.п. 12,14	0,22	100,58	1,609	1,609	1,603— 1,605	0,006	+		
106	26,14	0,45	20,38	2,02	14,36	0,11	23,24	0,42	п.п.п. 11,59	0,64	99,41	1,608	1,612	1,605	0,004	+		
107	26,50	0,20	23,08	1,59	14,49	0,15	22,17	0,28	11,26	0,28	100,19		1,609		0,009			

№ ана- лиза											Σ	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V	Уд. вес
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-							
108	29,84	0,15	20,20	0,80	15,00	0,13	21,83	0,68	11,19	0,21	100,18		1,607			—	2,847
109	27,95	0,12	21,33	2,09	15,98		20,86	0,08	11,52	0,14	100,07	1,614	1,612	1,610	0,004	+	
110	24,30		20,86	3,56	16,72	0,55	22,20	0,50	11,55		100,24						
111	26,56		26,76	2,02	18,24	0,04	13,94	0,34	11,96	1,02	100,88		1,628		0,001	—	
112	26,50	0,03	20,85	1,90	18,73	0,52	19,85		11,65	0,12	100,15	1,621	1,618	1,618	0,003	+	2,883
113	26,75		19,65	4,00	19,43	1,13	15,96	—	12,42	1,09	100,43		1,628		0,002		
114	26,30	0,33	23,51	3,35	20,20	0,23	14,93	0,17	10,72		99,86	1,630	1,626	1,626	0,004	+(14-58°)	2,948
115	26,45	Сл.	20,88	2,82	21,06	0,44	16,84	0,16	10,98	0,11	100,05	1,623		1,619	0,004	мал.	2,950
116	25,62	0,88	21,19	3,88	21,55	0,35	15,28	0,16	10,87	0,19	99,97	1,626	1,622	1,622	0,004	+0°	2,96
117	26,69	0,30	19,57	3,49	21,80	0,30	16,23	0,17	11,19	0,12	99,99	1,625	1,623	1,623	0,002	+0°	2,96
118	27,40		20,19	3,29	22,01	1,40	14,31	—	12,03	0,08	100,71		1,635		0,005	+	
119	25,92	0,01	22,25	1,26	22,32	0,24	17,02		11,30		100,54	1,623				10°	
120	25,92	0,13	23,74	1,70	27,67	0,30	8,66	0,36	10,65		99,70	1,636	1,636			0°	
121	23,43	0,43	22,04	1,98	30,75	0,55	10,29	0,32	10,15	0,51	100,66	1,643					
122	23,62	0,04	23,04	2,20	31,18	0,15	8,64	Нет	11,00	0,20	100,22		1,642	1,640			
<i>Хлориты из кварцевых жил и гранитов</i>																	
123	30,80	Сл.	17,65	4,82	7,96	0,18	25,00	0,20	12,78	0,73	100,56		1,596		0,007	оч. мал.	
124	27,94		26,02	1,93	9,00	1,10	22,36		(11,14)		99,49	1,608	1,600	1,600	0,008	+(0-15°)	2,82
125	27,56		24,47	3,85	10,51	1,80	20,86		11,35		100,40	1,615	1,606	1,604	0,009	+(0-20°)	2,832
126	27,79		20,65	6,05	13,76	0,16	18,29		(13,30)		100,00	1,609		1,606	0,005	-оч. мал.	2,718
127	26,85	0,19	22,15	1,31	15,50		21,66	0,61	12,20		100,65		1,606				
128	25,60		23,21	3,22	18,94		17,66		10,45	0,24	99,32		1,621			+0°	3,020
129	26,08		22,85	2,95	18,97		18,14		10,53	0,24	99,76		1,619			+0°	2,982
130	24,40	0,02	23,96	2,41	20,03	0,20	16,98		11,67	0,26	99,93		1,627		0,004	+0°	
131	27,03	Сл.	20,70	2,00	20,36	0,18	18,20	0,27	11,65	0,06	100,45	1,620	1,616	1,616	0,004	+мал.	2,901
132	25,51		22,33		20,76	Сл.	20,30		(11,05)		99,95	1,621	1,618	1,618	0,003	-мал.	2,844
133	25,60	Сл.	22,48	3,46	21,06	0,75	15,72		11,25		100,32	1,626	1,623	1,623	0,003	+мал.	

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V	Уд. вес
134	25,72	0,01	21,01	1,44	22,10	0,31	18,05	Her	10,73	0,50	100,29	1,617	1,617				2,91
135	25,28	1,21	22,74	7,82	22,13	0,34	10,30		(10,46)		100,28	1,638		1,633	0,005	—умерен.	
136	25,60	0,02	20,73	4,13	22,30	0,28	15,84		11,36	0,10	100,36	1,634	1,633	1,633	0,001	+мал.	2,94
137	24,67		22,06	6,60	22,70	0,15	11,58	0,42	10,91	0,44	100,25						
138	25,33	0,14	21,67	3,85	23,18		13,40	0,74	10,85	0,37	99,97						
139	25,12		24,02	4,86	23,26	0,18	12,19		(10,90)		100,53	1,638		1,636	0,002	+(0—20°)	2,950
140	26,07		27,90	2,59	23,26		8,72	0,75	(10,56)		99,85	1,635		1,629	0,006	+оч. мал.	2,99
141	25,1	0,1	21,7	3,4	24,7	0,4	14,6	0,1	10,2	0,1	100,6	1,626	1,626		0,003	+оч. мал.	2,98
142	27,58	0,04	20,36	3,37	24,51		12,50	0,26	10,60	0,17	99,87						
143	23,68		23,60	2,75	25,10		12,22	0,40	11,44	0,28	99,47	1,625		1,618	0,007		
144	24,33	0,16	22,19	2,63	25,72	0,21	12,63	0,57	11,40	0,28	100,63						
145	23,74		24,90	4,48	26,21	0,52	10,12		(10,65)		100,62	1,638		1,636	0,002	—мал.	3,063
146	24,77		20,16	1,38	27,38	0,61	13,34	0,90	(12,05)		100,59						3,038
147	24,14	0,08	20,22	4,59	28,94	0,27	10,56		10,98	0,45	100,58		1,646		0,005	—	
148	24,18	Her	18,23	10,56	29,75	0,48	5,40	0,24	9,54	1,07	99,45	1,665	1,665	1,653	0,012	—	2,96
149	25,05		22,7	0,59	30,21	0,74	9,03	0,58	12,11		101,01						
150	23,96		21,76		32,66		9,43		10,69	0,62	99,12						2,99
151	21,17	0,07	20,02	9,88	33,48	0,45	3,10	0,10	10,63	0,57	99,65	1,684	1,684	1,681	0,003	—	3,18
152	23,32	0,03	17,45	4,09	38,90	0,01	4,54	0,24	10,89	0,80	100,27	1,662	1,662	1,659	0,003	—	3,10
<i>Хлориты из основных изверженных пород</i>																	
153	33,61		13,81	4,52	6,81		29,58	0,89	10,78		100,00						
154	29,48		19,49	1,34	14,00		22,96	1,77	10,96		100,00						
155	27,06		22,08	1,38	14,15		22,98	1,63	10,72		100,00						
156	28,32	0,09	19,03	1,19	14,85	0,09	23,72	0,62	11,95	0,06	99,93	1,625	1,621	1,620	0,005	14°	2,82
157	29,45		18,25	8,17	15,12		15,32	0,45	12,57		99,33						
158	33,68		12,15	6,80	15,66		17,92	1,34	11,49		99,04						

П Р И Л О Ж Е Н И Е 1 (продолжение)

№ ана- лиза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V	Уд. вес
	159	30,52		16,58	3,41	16,57	0,41	20,18	1,49	(10,84)		100,00					
160	27,65	0,05	20,50	1,80	16,80	3,10	17,70	0,55	10,55	0,30	99,20						
161	27,51	0,20	15,46	12,66	17,56	0,05	13,46	0,38	11,87	1,02	100,37						2,808
162	27,80	0,23	19,39	2,91	18,25	0,08	20,04	0,02	11,36	0,02	100,524					> +10°	2,88
163	28,79	0,18	16,74	4,83	18,30	0,31	16,62	0,98	12,25		100,21		1,619				
164	29,0		15,6		19,0		22,7	0,7	п.п.п. 12,8		99,8						
165	25,15	Сл.	21,01	8,59	20,03		14,78		10,83	0,13	100,52		1,634		0,008		
166	25,53	0,15	20,49	1,68	20,85		18,60	0,06	(12,26)		99,86						2,911
167	29,94	0,16	13,77	10,46	20,96	0,18	10,71	1,10	10,00	2,48	100,00	1,650		1,63		0	2,73
168	31,69		12,22		21,26		22,05		12,47		99,69						
169	24,65	2,02	18,83	1,82	21,59		17,85	1,37	11,50		99,76		1,621				
170	31,56		12,08		21,61		22,44		(11,78)		99,47						2,79
171	31,38		11,89		22,72		22,91		10,91		99,81						
172	24,34	Сл.	21,47		22,73		14,23		11,36	0,24	100,37		1,627— 1,631		0,015		
173	30,76		12,12	9,12	22,76	1,24	12,36		9,76	1,80	99,92	1,638	1,637	1,615	0,023	-15°	
174	25,43	0,06	21,43	4,50	23,35	0,44	14,61		10,54	0,24	100,60	1,638	1,637	1,637	0,001	+	
175	31,25		10,03	3,47	23,52		19,73		11,37		99,37						
176	26,0		21,2	3,7	23,8		15,2		10,1		100,0	1,638	1,637	1,637	0,001	-	
177	27,02		19,03	0,50	24,01	0,32	16,45	1,19	(11,71)		100,29				0,011	+	
178	29,37		12,00		25,63		21,01		(11,27)		99,28						2,93
179	30,27		11,16		26,94		21,22		(10,20)		99,79						2,83
180	28,10	0,12	12,23	6,10	29,03	0,10	10,71	0,90	10,92	1,60	99,81		1,630	1,624			3,00
181	27,11	0,35	17,42	2,91	30,98		9,75	0,21	11,07	0,51	100,31		1,638		~0,010	-оч. мал.	2,988
182	27,88		15,81	1,77	31,92	0,51	9,52	0,20	11,82	0,15	99,58	1,639		1,633	0,006	-	3,012

№ ана- лиза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>	<i>N_g-N_p</i>	2V	Уд. вес
<i>Хлориты из медных месторождений</i>																	
183	26,68	Сл.	25,20		8,70		26,96	0,28	11,70		99,52	1,601	1,589	1,589	0,012	+15	
184	32,8		20,23	6,46	13,5	0,16	16,4	0,10	10,63	0,52	100,80		1,615			—мал.	
185	29,43	0,60	20,43	2,24	13,58		22,08		11,59	0,52	100,47		1,609				
186	29,96	Сл.	20,79	6,59	13,65	0,17	16,82	0,17	11,10	0,59	100,43	1,615		1,612	0,003		
187	27,84	1,62	21,80	0,14	13,76		23,33	0,09	10,66	0,31	100,09		1,615			—мал.	
188	25,20	0,26	18,51	4,98	15,45		22,00	1,35	10,15	0,91	100,70		1,615				
189	31,96	0,09	13,58	2,14	16,02		24,09	—	11,46	0,88	100,22	1,603	1,599	1,597	0,004	+50°	2,790
190	25,43	0,08	16,15	5,67	17,03	0,29	18,61	1,76	11,32	0,54	100,05	1,615		1,606	0,009		
191	27,82	0,10	19,15	0,26	17,41		22,27		13,28	0,27	100,56	1,609		1,603	0,006		
192	26,81	0,05	19,58	3,66	19,26	0,66	17,24	0,29	11,56		99,11						
193	24,41	0,08	16,80	5,84	19,82	0,14	17,48	1,32	12,08	0,40	99,70	1,615		1,609	0,006		
194	26,20	Сл.	22,61	3,42	20,08	0,60	15,40		п.п.п. 11,79		100,10	1,624		1,619	0,005	+умер.	
195	29,70	1,18	16,09	1,66	20,64	0,31	18,44	0,26	11,74	0,18	100,20	1,618	1,615	1,611	0,007	—мал.	
196	27,09		17,87	3,38	20,80	0,20	19,05		п.п.п. 11,61		100,00	1,630	1,627	1,625	0,005		
197	26,04		19,96	1,85	21,34	0,47	18,56	—	11,62	0,16	100,00						
198	27,06	0,54	19,61	6,63	21,88	0,51	12,89	0,50	п.п.п. 10,64		100,26	1,630	1,628	1,628	0,002	+0°	
199	25,60	0,23	19,98	2,26	22,65		17,03	0,12	п.п.п. 12,25		100,12	1,621— 1,625		1,615— 1,621	0,006	+мал.	
200	29,8		22,5	3,0	23,0		11,77		10,55	0,3	100,92		1,628			—мал.	
201	25,66		18,18	3,26	23,50	0,94	17,82	0,20	10,44		100,00	1,627		1,625	0,002	оч. мал.	2,90
202	23,67	0,10	21,04	3,13	24,10	0,26	15,69	0,01	п.п.п. 11,59	0,29	99,88						
203	24,96	0,08	20,60	4,86	24,29	0,54	13,12		п.п.п. 11,12	0,76	100,33	1,630	1,628	1,628	0,002	—0°	
204	26,25	Сл.	19,52	1,73	24,54	0,26	16,37	0,06	10,47	0,33	99,66	1,625		1,624	0,001	+не- больш.	2,96

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V	Уд. вес
205	25,75		19,18	2,51	28,21	0,82	12,77	Нет	11,22	0,43	100,89						
206	24,60		19,10	3,12	29,04		13,10	Сл.	10,60		99,56	1,642	1,641	1,637	0,005	—22°	
207	23,47	1,80	18,04	2,89	31,50	0,28	10,43	0,20	10,27	0,45	99,63	1,646		1,642	0,004	—мал.	3,06
208	22,81		20,35	4,84	34,87	0,56	6,41	0,10	10,80	0,23	100,67						
209	23,38		19,32	2,51	38,38	0,58	5,39	Сл.	10,62	0,48	100,66						
<i>Хлориты из осадочных железных руд и песчаников</i>																	
210	22,28	0,18	20,87	12,06	20,94	Сл.	10,22	0,48	10,78	0,94	99,97						
211	26,40		18,23	5,70	25,87	0,04	11,35	0,42	10,60	1,05	100,00						3,034
212	22,47		23,57	4,01	29,27		9,81		11,06		100,19	1,660		1,656	0,004	—	
213	24,45		16,47	10,71	30,89	2,09	4,40		10,52	0,40	99,93	1,654		1,645	0,009		
214	22,28		21,34	11,36	31,70	0,20	3,66	Сл.	10,15		100,69	1,662					
215	26,65		16,14	6,69	34,43		4,47		11,42	0,08	99,88	1,658	1,658			(—) 0°	3,19
216	24,56		16,07	5,10	34,66	1,42	6,16	0,30	11,93	0,54	100,74						
217	22,32		18,18	9,12	34,70		3,78		(11,52)		99,62						
218	23,47		21,03	1,86	35,14	0,05	6,72	0,40	11,23	0,80	100,70	1,651	1,651	1,648	0,003	—	3,100
219	22,18	0,04	20,04	7,35	35,23	0,02	3,79	0,40	9,11	0,13	99,84	1,664		1,658	0,006	—	3,206
220	25,04		20,10	2,05	35,40		4,28		(12,87)		99,74						
221	20,42		18,46	8,43	37,72	0,27	2,68		11,76	0,28	100,02						
222	20,82		17,64	8,70	37,96		4,15		10,31	0,07	99,65	1,662	1,662			(—) 0°	3,31
223	21,90		15,68	9,00	41,72		Сл.		11,13		99,43						
224	22,27	0,08	21,40	0,67	43,01	0,05	2,35	0,15	10,10	0,11	100,54	1,667		1,658	0,009	—оч. мал.	3,2
<i>Хлориты из сульфидно-касситеритовых месторождений</i>																	
225	23,70	0,14	24,51	9,31	25,62	0,22	6,19	0,34	(9,75)		100,08		1,650		0,003	—	
226	27,17	0,09	20,49	2,92	28,72	0,28	8,04	1,59	9,49	0,49	99,65	1,650		1,646	0,004		
227	29,20	0,31	20,04	2,26	29,24	1,30	7,20	0,08	п.п.п. 10,23	0,24	100,10	1,648	1,648	1,642	0,006	—мал.	

П Р И Л О Ж Е Н И Е 1 (продолжение)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng-Np	2V	Уд. вес
228	21,70	0,36	21,42	8,50	32,08	0,56	3,44	0,55	п.п.п. 10,12	1,22	100,33		1,658				
229	30,50	0,19	18,00	2,36	34,81	1,25	2,73		п.п.п. 10,29		100,23	1,664	1,664	1,654	0,010	-3,5°	
230	24,35	0,04	20,21	2,13	36,27	0,48	5,57	0,10	10,46	0,35	99,96	1,655		1,646	0,009	-0°	3,08
231	26,56	0,24	20,19	1,27	36,51	2,04	2,68	0,24	п.п.п. 9,97	0,40	100,10	1,665	1,665	1,654	0,011	-мал.	
232	23,62		22,26		38,97	0,98	1,09	0,29	(11,16)		99,75						3,172
233	22,15	0,02	22,05	4,44	39,43	0,22	1,19	0,14	9,78	0,44	100,18	1,670		1,662	0,008		
<i>Хлориты в парагенезисе с Мп-минералами и хлориты из бокситов</i>																	
101 234	33,06		0,58	9,42	Нет	33,83	11,55	0,07	10,31	0,02	99,82	1,664		1,646		0°	3,01
235	29,26		22,06	1,05	Нет	0,69	34,08		13,11	0,08	100,33	1,589	1,577	1,577	0,012	0°	2,68
236	29,73		17,95	0,68	10,05	8,24	21,84	Нет	11,90	0,42	100,81						
237	26,43	Сл.	24,68	4,99	30,17		0,70	0,09	10,62	1,98	99,66						
238	19,60	0,58	27,26	1,99	38,29	0,05	1,36	1,06	10,46	0,20	100,85	1,672		1,658	0,014	-6°	3,208
<i>Хлориты с ассоциациями, недостаточными для выделения парагенетических типов</i>																	
239	31,85	Нет	13,99	1,91	<0,01	0,79	37,52	Нет	(13,75)		99,81						
240	30,31		21,72		0,56	Сл.	34,60		13,30		100,49	1,590	1,5754	1,5749	0,015	+18°	2,656
241	26,31	Нет	23,29	Нет	1,05	Нет	31,40	Нет	(13,48)		100,13						
242	28,40		22,86	0,27	3,01	0,21	32,03		12,89	0,28	99,95						
243	33,78		13,24	1,50	3,07	0,16	34,41	Сл.	13,89		100,05						
244	29,40	0,10	20,75	1,68	4,23	Сл.	30,94	0,15	12,85	0,08	100,18	1,599	1,5887	1,5880	0,011	+29	2,682
245	26,02		21,67	4,60	4,45		30,95		11,99		99,68						
246	28,91	0,35	20,33	2,78	6,15	0,29	29,30	Сл.	11,77		99,88	1,598		1,590	0,008	+15°	2,787
247	29,20	0,20	20,31	2,10	6,32	0,08	30,03	Нет	(12,72)		100,96						
248	29,89	0,38	22,36	6,14	8,38	Сл.	16,68	0,70	10,44	4,47	100,03	0,588		1,576	0,012		

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng→Np	2V	Уд. вес
249	25,94		13,19	16,47	19,06		9,77	1,80	9,62	1,92	100,03	1,648		1,636	0,012	-4°	
250	22,07	0,22	20,44	11,24	23,22	0,02	9,17	0,20	10,90	1,25	100,22	1,642		1,635	0,007		
251	22,40	0,14	21,12	6,50	23,24		11,54	1,60	10,38	1,50	99,54	1,640					
252	24,72	0,40	19,94	6,05	31,60	0,84	4,95	0,46	(10,72)		99,68						
<i>Хлориты из неизвестных ассоциаций</i>																	
253	28,10		26,20	1,66		Сл.	30,36		14,00	0,56	100,88	1,576		1,562	0,014	+	
254	30,73	Нет	17,74	2,06	Нет		34,42	0,09	п.п.п. 14,14		99,97	1,590	1,580	1,580	0,010	+0°	
255	36,70		10,38	1,22	Сл.	Сл.	36,44	0,86	13,80	1,06	100,46	1,580	1,560	1,555	0,025		
256	30,32	0,15	19,37	1,90	0,03	0,08	34,24	0,06	п.п.п. 13,76		99,91	1,588	1,580	1,580	0,008	+0°	
257	27,78		24,30	1,43	0,35		32,71	Сл.	13,01	0,06	99,64	1,589	1,576	1,576	0,013	+	
258	28,81		26,43	0,24	0,40		31,21		12,62	0,09	100,29	1,589	1,580	1,580	0,009	+	2,702
259	36,32	0,22	11,64	6,94	0,68	Не опр.	29,80	0,10	(14,07)		99,77						
260	30,25	0,04	18,99	2,48	0,82	0,02	33,90		13,56		100,06	1,579		1,572	0,007	+15°	2,679
261	30,43	0,01	17,20	0,84	1,05	0,001	33,54	0,29	(13,22)		99,95						
262	30,84		18,31	1,94	1,08		34,38		13,33	0,55	100,43						
263	31,74		6,74		1,23		35,18	0,18	(13,04)		99,99						2,69
264	29,95		19,90	4,20	1,25		32,80		(12,08)		100,18						
265	33,87		12,78	2,36	1,30	0,14	35,67		п.п.п. 13,78		99,90		1,576				
266	32,08	Сл.	13,98	0,42	1,36	0,02	34,66	0,72	12,93	0,32	99,98	1,583	1,580	1,579	0,004	+(0-30°)	2,622
267	32,22		8,66	0,46	1,38	Сл.	35,06	1,04	13,82	0,58	99,69	1,586	1,586	1,582	0,004	-(0-10°)	2,645
268	33,04		13,12	2,82	1,45		35,90		(13,48)		99,81						
269	30,96	0,05	18,95	2,30	1,46	0,06	31,53	0,14	п.п.п. 12,53	0,68	99,75		1,585		0,012	+(0-5°)	
270	32,95		10,71	1,84	1,56		36,16	0,64	13,50	0,72	100,46		1,580				

П Р И Л О Ж Е Н И Е 1 (продолжение)

№ ана- лиза	№ ана- лиза											Σ	N _g	N _m	N _p	N _g -N _p	2V	Уд. вес
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма							
271	31,68	Сл.	17,16	2,05	1,57		33,60	0,20	п.п.п. 13,40	0,63	100,29	1,586		1,581	0,005	+(0-5°)		
272	30,03	Сл.	18,07	1,87	1,62	0,02	33,51	0,03	п.п.п. 13,30	0,48	100,24							
273	29,61		21,45	0,80	1,74		33,58		12,89	0,07	100,14		1,575					
274	36,10		10,62	0,95	1,77	0,03	38,61		11,92	0,38	100,38							
275	29,46	0,08	19,30	2,19	1,92		32,96	0,03	13,85	0,99	100,78		1,589				2,69	
276	29,87		14,48	5,52	1,93		33,06		13,60		100,19						2,757	
277	30,45		18,96	3,70	2,21		32,20		(12,79)		100,31						2,693	
278	32,82		17,37	0,34	2,47		34,38	0,17	(13,08)		100,63							
279	31,47		26,34	3,34	3,43		22,65	0,83	(11,91)		100,40	1,5935	1,5885	1,584				
280	32,92	Сл.	14,57	2,31	3,44	0,06	32,68	0,05	13,13	0,09	100,07						2,653	
281	33,30		13,91	1,08	3,45		34,91	Сл.	13,28		100,32	1,5670		1,5655	0,0015	+	2,64	
282	30,30		18,25	2,64	3,98		32,66	Сл.	12,26		100,50		1,5755	1,572		+ мал.	2,65	
283	32,40	0,17	19,17	2,36	4,04	Нет	27,62	Нет	12,21	1,56	99,85					+	2,69	
284	32,09	0,06	14,95	1,99	4,98	0,07	33,10		12,57		99,94							
285	28,08		20,93	1,86	5,02	Сл.	30,63	0,32	п.п.п. 12,26		99,80		1,593					
286	28,02		22,28	2,49	5,30	0,30	28,11		13,52		100,02	1,587		1,576	0,011		2,77	
287	33,25		13,06	3,34	5,57	0,20	32,65	0,17	12,33	0,09	100,66		1,576				2,738	
288	36,43	Сл.	12,24	0,94	6,87	0,11	30,94	0,33	11,42	0,13	100,04							
289	26,88	0,19	27,04	1,57	7,05	0,15	23,89	0,20	п.п.п. 13,21		100,18						+ уменьш.	
290	30,66	0,04	19,51	1,15	7,28	0,09	28,08	0,78	12,03	0,35	100,01		1,595					
291	27,23	0,15	22,16	1,84	8,02	0,31	27,81		п.п.п. 12,72		100,24	1,596		1,590	0,006	+(0-5°)		
292	28,08		22,16	1,46	9,56	0,04	26,54	Нет	12,66	0,26	100,80	1,590		1,582	0,008	+	2,80	
293	26,17		24,03	6,84	10,15		21,30		(11,50)		99,99							
294	26,77	0,20	24,95	2,70	10,23	0,09	23,44	0,13	11,64	0,80	100,95		1,601				2,78	

П Р И Л О Ж Е Н И Е 1 (окончание)

№ ана- лиза	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Ng	Nm	Np	Ng—Np	2V	Уд. вес
295	25,41	0,22	28,50	5,21	11,91	0,04	15,70	0,72	(12,21)		99,92		1,610				2,92
296	25,56	0,01	21,46	4,68	12,80	0,03	22,00	0,12	12,33	1,60	100,59		1,609				2,95
297	26,25		19,22	1,67	16,44	1,02	24,35		(11,67)		100,62						2,824
298	25,40		22,80	2,86	17,77	0,25	19,09		12,21		100,38	1,610	1,605	1,605	0,006	+	
299	26,14		23,65		18,38		19,48		(11,93)		100,14						
300	24,18		21,29	5,26	19,66		18,01		(11,67)		100,07						
301	24,93	0,10	22,69	6,20	21,39	He опр.	14,08	0,38	10,01		99,68						
302	25,22	0,10	21,60	3,71	24,52	0,46	14,09	0,55	10,17	0,10	100,52		1,640				2,92
303	24,85	0,45	20,70	1,00	25,00		15,31	0,60	12,05		99,96	1,621	1,618	1,618	0,003		
304	25,09	0,05	18,94	9,60	25,66	0,02	9,80	0,30	10,40	0,08	100,37	1,643		1,641	0,002		3,063
305	25,76	0,08	17,64	10,23	27,65	0,28	7,05	0,30	п.п.п. 10,32	0,69	100,00						
306	25,84		19,58	2,13	28,05		13,57		(11,34)		100,51						2,97
307	26,60		18,02		29,67		15,85		(9,98)		100,12						2,42
308	24,91	0,17	25,80	0,53	30,77	0,62	7,20	0,25	(10,08)		100,33						
309	24,55	Сл.	22,04	7,42	31,28	0,04	3,57	0,21	(9,98)	0,80	99,89						
310	23,7		16,54	12,13	33,14	1,16	1,85		(10,90)		99,74						
311	21,17	0,07	20,02	9,88	33,48	0,45	3,10	0,10	10,63	0,57	99,65	1,684	1,684	1,681	0,003		3,18
312	20,51		19,92	10,15	34,45	0,84	3,58		10,27	0,14	99,86		1,668				
313	23,43		18,21	4,49	36,30	Сл.	5,41	Heг	12,15	Сл.	99,99	1,661		1,656	0,005	—	3,14
314	21,66	0,19	18,56	9,05	36,94	0,08	2,16		п.п.п. 10,62	0,92	100,18	1,676		1,669	0,007		
315	22,43	0,19	14,27	11,98	37,63	0,02	3,42		9,70		99,90						
316	21,71	0,08	21,35	0,82	43,01	0,05	2,33	0,16	10,10	0,11	100,07						

Кроме указанных по отдельным анализам хлоритов, имеются следующие данные:

2. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,06$; $\text{NiO} = 0,94$; K_2O — следы.

3. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,70$; $\text{NiO} = 0,20$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,22$; $\text{K}_2\text{O} = 0,12$.

6. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,37$.

7. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,10$; $\text{NiO} = 0,28$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,04$; $\text{K}_2\text{O} = 0,02$.

10. Анализ неполный.

11. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,07$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,18$.

13. $\text{NiO} = 0,19$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,04$; $\text{K}_2\text{O} = 0,07$; $\text{H}_2\text{O}_{\text{гигр}} = 0,64$.

14. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,16$.

15. $\text{Na}_2\text{O} = 0,03$; $\text{K}_2\text{O} = 0,00$.

16. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,54$.

17. Cr_2O_3 ; NiO — следы; п.п.п. = 0,17; $\text{CO}_2 = 0,04$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,15$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,02$; $\text{S} = 0,03$; $-\text{O} = \text{S} = 0,02$.

18. NiO — следы.

19. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,02$. Сделана поправка после исключения небольшого количества магнетита.

23. Na_2O и K_2O — не обнаружены.

24. $\text{Na}_2\text{O} = 0,02$; $\text{K}_2\text{O} = 0,00$.

25. Cr_2O_3 , Na_2O , K_2O и V_2O_5 — не обнаружены.

27. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,08$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — не обнаружено; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,04$; P_2O_5 — не обнаружено.

28. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,03$; $\text{NiO} = 0,03$; $\text{H}_2\text{O}_{\text{гигр}} = 0,04$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,13$; $\text{K}_2\text{O} = 0,03$. Анализ получен путем исключения из химического анализа хлоритового сланца 1,4 объемн.% магнетита.

29. $\text{Na}_2\text{O} = 0,00$; $\text{K}_2\text{O} = 0,01$.

30. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,03$; $\text{NiO} = 0,09$; $\text{H}_2\text{O}_{\text{гигр}} = 0,35$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,03$; $\text{K}_2\text{O} = 0,03$. Анализ получен путем исключения из химического анализа хлоритового сланца 6,18 объемн.% тремолита и 2,8 объемн.% магнетита.

31. $\text{Na}_2\text{O} = 0,01$; $\text{K}_2\text{O} = 0,00$.

32. NiO — следы; $\text{Na}_2\text{O} = 0,17$; $\text{K}_2\text{O} = 0,06$; $\text{V} = 0,06$.

33. Cr_2O_3 — не обнаружено; п.п.п. = 11,84; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,05$; $\text{Zn} = 0,02$.

35. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 2,49$.

36. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 4,20$.

37. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 4,80$; $\text{NiO} = 0,24$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,58$; $\text{K}_2\text{O} = 0,10$; $\text{SrO} = 0,06$; $\text{Li}_2\text{O} = 0,06$.

38. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3,74$; $\text{NiO} = 0,22$.

39. Cr_2O_3 — следы; щелочи не определялись.

40. То же.

41. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 6,31$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,18$; $\text{K}_2\text{O} = 0,26$; $\text{Li}_2\text{O} = 0,03$.

42. $\text{NiO} = 0,16$.

43. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,67$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,01$; $\text{K}_2\text{O} = 0,18$.

44. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,85$.

45. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 4,27$.

46. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,14$; $\text{NiO} = 0,09$; K_2O — следы; $\text{Na}_2\text{O} = 0,14$.

47. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 2,80$.

48. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,12$; $\text{NiO} = 0,08$; K_2O — следы; $\text{Na}_2\text{O} = 0,53$.

49. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3,54$; $\text{NiO} = 0,22$.

50. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 13,46$.

51. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 2,91$; $\text{NiO} = 0,14$.

52. $\text{NiO} = 4,18$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,10$.

53. $\text{NiO} = 3,83$; щелочи — 0,15.

54. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,26$; $\text{NiO} = 0,20$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,24$; $\text{K}_2\text{O} = 0,08$; $\text{Cl} = 0,04$.

55. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,48$; $\text{NiO} = 0,39$.

56. $\text{NiO} = 3,2$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,3$.

57. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,11$; $\text{NiO} = 0,36$; $\text{CoO} = 0,00$.

58. $\text{NiO} = 5,16$.

59. $\text{NiO} = 5,78$.

60. $\text{NiO} = 0,17$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,29$.

65. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,24$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,60$; $\text{K}_2\text{O} = 0,38$.

66. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,13$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,09$; $\text{K}_2\text{O} = 0,56$; TiO_2 — сагенит. Средний из трех анализов.

71. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,19$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,39$; TiO_2 — за счет сагенита.

80. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,70$.

82. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,11$.

83. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,23$; п.п.п. = 1,30.

86. $\text{Co} = 0,007$; $\text{Ni} = 0,006$.

87. $\text{Co} = 0,008$; $\text{CO}_2 = 0,65$; $\text{Ni} = 0,005$.

89. $\text{Na}_2\text{O} = 0,03$; $\text{K}_2\text{O} = 0,02$; анализ приведен к 100% после исключения 0,46% кальцита.

91. $\text{Na}_2\text{O} = 0,46$.

93. $\text{K}_2\text{O} = 0,23$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,29$.

95. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,23$; п.п.п. = 0,48.

96. $\text{SO}_3 = 0,04$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,12$.

97. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,32$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,07$; $\text{SO}_3 = 0,01$.

98. Na_2O и K_2O — следы.

99. $\text{F} = 0,20$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,18$.

100. $\text{S} = 0,44$.

101. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,19$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,09$; $\text{SO}_3 = 0,12$.

104. $\text{Na}_2\text{O} = 0,01$; $\text{K}_2\text{O} = 0,03$.

106. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,06$.

107. $\text{Na}_2\text{O} = 0,19$.

108. $\text{Na}_2\text{O} = 0,10$; $\text{K}_2\text{O} = 0,02$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,03$.

114. $\text{K}_2\text{O} = 0,12$.

115. $\text{Na}_2\text{O} = 0,12$; $\text{K}_2\text{O} = 0,19$.

116. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,00$.

117. Cr_2O_3 — не обнаружено; $\text{NiO} = 0,13$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — следы.

119. $\text{Na}_2\text{O} = 0,20$; $\text{F} = 0,04$; $-\text{O} = \text{F} = 0,02$.

120. $\text{Na}_2\text{O} = 0,30$; $\text{K}_2\text{O} = 0,27$.

121. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,21$.

122. $\text{Na}_2\text{O} = 0,12$; $\text{K}_2\text{O} = 0,03$.

123. $\text{NiO} = 0,21$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,23$.

126. Анализ исправлен на 3% кварца.

127. $\text{Na}_2\text{O} = 0,15$; K_2O — не обнаружено; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,03$; п.п.п. = 12,54.

134. $\text{Na}_2\text{O} = 0,22$; $\text{K}_2\text{O} = 0,20$.

137. $\text{CO}_2 = 0,13$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,13$; $\text{K}_2\text{O} = 0,46$.

138. $\text{Na}_2\text{O} = 0,23$; $\text{K}_2\text{O} = 0,21$.

141. $\text{Na}_2\text{O} = 0,1$; $\text{K}_2\text{O} = 0,1$.

142. $\text{Na}_2\text{O} = 0,12$; $\text{K}_2\text{O} = 0,36$.

144. $\text{Na}_2\text{O} = 0,36$; $\text{K}_2\text{O} = 0,15$.

147. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,35$.
 151. $\text{Na}_2\text{O} = 0,06$; $\text{K}_2\text{O} = 0,12$.
 152. K_2O — следы.
 153. Анализ приведен к 100; $\text{H}_2\text{O}^- = 2,77$.
 155. $\text{H}_2\text{O}^- = 6,30$; нерастворимый $\text{SiO}_2 = 8,89$.
 156. $\text{Na}_2\text{O} = 0,01$; $\text{K}_2\text{O} = 0,00$.
 159. $\text{H}_2\text{O}^- = [2,72]$.
 160. $\text{Na}_2\text{O} = 0,20$.
 161. $\text{Na}_2\text{O} = 0,08$; $\text{K}_2\text{O} = 0,12$.
 162. $\text{NiO} = 0,024$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,32$; $\text{K}_2\text{O} = 0,00$; $\text{F} = 0,08$.
 163. $\text{Na}_2\text{O} = 0,28$; $\text{K}_2\text{O} = 0,24$; $\text{CO}_2 = 0,35$.
 166. $\text{K}_2\text{O} = 0,07$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,09$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,08$.
 167. $\text{Na}_2\text{O} = 0,17$; $\text{K}_2\text{O} = 0,07$. Анализ приведен к 100 после исключения 1,81% CO_2 как CaCO_3 .
 169. $\text{Na}_2\text{O} = 0,05$; $\text{K}_2\text{O} = 0,08$; п.п.п. = 12,57.
 172. 6% примесей.
 174. Анализ смеси рипидолита и хлорита с высоким двупреломлением.
 177. $\text{Na}_2\text{O} = 0,06$.
 186. $\text{CO}_2 = 0,29$.
 187. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,42$; п.п.п. = 0,12.
 188. $\text{CO}_2 = 1,89$.
 190. $\text{CO}_2 = 3,17$.
 193. $\text{CO}_2 = 1,33$.
 197. Анализ исправлен на 0,9% примеси кальцита.
 204. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,06$; $\text{S} = 0,14$; поправка на $\text{S} = 0,07$.
 207. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,15$; $\text{S} = 0,34$; поправка на $\text{S} = 0,16$.
 210. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,83$; $\text{NiO} = 0,29$; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,01$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,05$; $\text{S} = 0,02$; $\text{CoO} = 0,02$.
 211. $\text{Na}_2\text{O} = 0,17$; $\text{K}_2\text{O} = 0,17$. Приведен к 100% после исключения примесей.
 219. $\text{Na}_2\text{O} = 0,07$; $\text{K}_2\text{O} = 0,02$; $\text{CO}_2 = 1,46$.
 224. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,35$; средний из двух анализов.
 225. $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,30$.
 226. $\text{Na}_2\text{O} = 0,29$; $\text{K}_2\text{O} = 0,08$.
 228. $\text{Na}_2\text{O} = 0,25$; $\text{K}_2\text{O} = 0,13$.
 229. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,10$.
 231. K_2O , Na_2O — следы.
 232. $\text{Na}_2\text{O} = 1,10$; $\text{K}_2\text{O} = 0,28$.
 233. $\text{Na}_2\text{O} = 0,18$; $\text{K}_2\text{O} = 0,07$.
 234. $\text{PbO} = 0,56$; $\text{ZnO} = 0,42$.
 239. Cr_2O_3 и NiO — не обнаружены.
 241. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3,90$; $\text{NiO} = 0,07$.
 247. Cr_2O_3 и NiO — не обнаружены.
 248. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,32$; $\text{CO}_2 = 0,27$.
 249. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,21$; $\text{NiO} = 0,45$; $\text{H}_2\text{O}^- (100-200^\circ) = 1,60$; CO_2 — не обнаружено.
 250. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,83$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,36$; $\text{K}_2\text{O} = 0,30$.
 251. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,48$; $\text{CO}_2 = 0,22$; $\text{S} = 0,42$.
 252. Cr_2O_3 , NiO — не обнаружено.
 254. $\text{CO}_2 = 0,79$.
 258. $\text{Na}_2\text{O} = 0,35$; $\text{K}_2\text{O} = 0,14$.
 259. Cr_2O_3 и NiO — не определялись.
 261. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3,27$; $\text{NiO} = 0,09$; $\text{Li}_2\text{O} = 0,004$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,001$; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0,003$; $\text{SrO} = 0,001$.
 263. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 11,39$; $\text{NiO} = 0,49$.
 266. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3,40$; $\text{NiO} = 0,09$.
 267. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 6,47$; NiO — не обнаружено.
 269. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,86$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,09$; $\text{K}_2\text{O} = 0,14$.
 270. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 2,38$.
 271. Cr_2O_3 — не обнаружено.
 272. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,98$; $\text{NiO} = 0,24$; $\text{CO}_2 = 0,07$; $\text{F} = 0,02$.
 276. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 1,56$; $\text{NiO} = 0,17$.
 279. $\text{Na}_2\text{O} = 0,08$; $\text{K}_2\text{O} = 0,35$.
 280. $\text{NiO} = 0,05$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,10$; $\text{K}_2\text{O} = 0,15$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,52$.
 281. $\text{Na}_2\text{O} = 0,02$; $\text{K}_2\text{O} = 0,37$.
 282. $\text{Na}_2\text{O} = 0,03$; $\text{K}_2\text{O} = 0,38$.
 283. $\text{NiO} = 0,32$; Na_2O и K_2O — не обнаружены.
 284. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,01$; $\text{NiO} = 0,10$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,02$.
 285. $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,47$; $\text{NiO} = 0,23$.
 288. Na_2O — следы; $\text{K}_2\text{O} = 0,00$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,54$; $\text{NiO} = 0,09$.
 290. $\text{Na}_2\text{O} = 0,01$; $\text{K}_2\text{O} = 0,03$.
 292. $\text{K}_2\text{O} = 0,04$; Na_2O — не обнаружено.
 299. $\text{Na}_2\text{O} = 0,56$.
 301. Cr_2O_3 и NiO — не определялись.
 304. $\text{Na}_2\text{O} = 0,11$; $\text{K}_2\text{O} = 0,32$.
 305. Na_2O и K_2O — не обнаружены.
 310. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,32$.
 311. $\text{K}_2\text{O} = 0,12$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,06$.
 313. Na_2O и K_2O — не обнаружены.
 315. $\text{Na}_2\text{O} = 0,22$; $\text{K}_2\text{O} = 0,04$.
 316. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,35$.

1. Лейхтенбергит из тальк-магнезитового месторождения вблизи Катрайна, Швейцария (Hödl, 1941¹).
2. Хлорит из лиственитов, Ипьякское месторождение (Кашкай, 1947).
3. Кеммерерит из лерцолитов; Пьемонт, Италия (Sanero, 1933¹).
4. Клинохлор из серпентинита; Роенталь, Эльзас (Rhein, 1907²).
5. Корундофиллит (с хризотилом, тремолитом, рипидолитом и клинтоном) из серпентинитов; Кессаб в северо-западной Сирии; $N \approx 1,60$ (Majer, 1957 — из РЖ «Геология», 1960, № 9).
6. Клинохлор (с магнетитом, оливином, серпентином) из Войкар-Сыньинского перидотитового массива, Полярный Урал (Виноградская, 1960).
7. Клинохлор в виде жилок в серпентините; карьер Гордон, Кокапакапа, Новая Зеландия (Hutton, Seelye, 1947).
8. Клинохлор из серпентинита; Южная Сербия, Югославия (Tajder, 1938³).
9. Клинохлор плотный, темно-зеленый, из серпентинитов в их приконтактных зонах; Бернштейн, Австрия (Smith, 1924).
10. Лейхтенбергит в стеатите; Шпешимские горы (Hermann, 1847²).
11. Хлорит из ультраосновных кристаллических сланцев; замещается тремолитом, зеленым хлоритом, антигоритом, карбонатом и тальком; Южная Якутия (Шабнин, 1949).
12. Клинохлор с тремолитом; находится в отдельных участках хлоритовых сланцев; Безафотра, Мадагаскар (Orcel, 1927).
13. Хлорит из ультрабазита, с. Успенровка (Усенко, 1960).
14. Пеннин (по оливины и тремолиту) из ультраосновных пород; Сратекьяуре, Швеция (Du Rietz, 1935).
15. Хлорит из Шабровского тальк-магнезитового месторождения (Коренбаум, 1965).
16. «Рипидолит» с магнетитом в сланцах в стеатите; Хилсуик, Шетландские острова (Heddle, 1880²).
17. Хлорит из тальковой жилы; Кирябинское месторождение (Аршинов, Уральский, 1936).
18. Хлорит из мономинеральных хлоритовых «бомб» в контакте змеевиков с гранитами; р. Бескес, Северный Кавказ (Сердюченко, 1935).
19. Клинохлор из хлоритовых пород на контакте с серпентинитом; Мурухаттен, Швеция (Du Rietz, 1935).
20. Пеннин (с магнетитом) из диабаз-серпентинитовой формации; Боккасуоло в Моденских Апеннингах (Gallitelli, 1954).
21. Хлорит в серпентините, префектура Фукуока (Shirozu, 1958).
22. Хлорит (с тальком) из серпентинита; префектура Нагасаки (Shirozu, 1958).
23. Хлорит из мономинеральной хлоритовой породы, сменяющейся тальк-тремолитовыми породами, на контакте с габбро-диоритовой жилой; Восточная Тува (Еремеев, 1962).
24. Хлорит из тальк-хлоритовой породы; Кирябинское месторождение (Коренбаум, 1965).
25. Хлорит темно-зеленый из жилы в перидотите; Ред-Маунтин (Hutton, 1936).
26. Хлорит из жилы в серпентините (Shirozu, 1958).
27. Пеннин из прожилков в серпентините, Восточный Саян (Глазунов, 1961).
28. Хлорит из хлоритового сланца, р. Берда (Усенко, 1960).
29. Хлорит из Шабровского тальк-магнезитового месторождения (Коренбаум, 1965).
30. Хлорит из ультрабазита; балка Собачья (Усенко, 1960).
31. Хлорит из Кирябинского тальк-магнезитового месторождения (Коренбаум, 1965).
32. Корундофиллит из турмалин-хлоритовой породы (за счет ультраосновных); Аорере, Новая Зеландия (Hutton, Seelye, 1945).
33. Клинохлор, контакт габбро и пироксенита, Восточный Саян (Глазунов, 1961).
34. Рипидолит (с хризотилом, тремолитом, корундофиллитом и клинтоном) из

¹ Цитируется по Д. П. Сердюченко (1953).

² Цитируется по Орселю (Orcel, 1927).

³ Цитируется по Фостер (Foster, 1962).

- серпентинитов; Кессаб в Северо-Западной Сирии; $N \approx 1,61$ (Мајер, 1957 — из РЖ «Геология», 1960, № 9).
35. Кочубеит; Уфалейский прииск, Урал (Шилин, Иванова, 1954).
 36. Кочубеит в столбчатых кристаллах на хромите с змеевиком; левый берег р. Картали, Урал; колл. Купффера (Курнаков, Черных, 1926).
 37. Кеммерерит из боков и пустот хромита (в серпентинизированном дуните?); р. Большая Лаба, Северный Кавказ (Сердюченко, 1935).
 38. Родохром из змеевиков вблизи хромитового тела; Карабаш, Урал (данные Е. Бурикова).
 39. Лейхтенбергит из хромитового рудника Хиноками (Kitahara, 1955).
 40. Лейхтенбергит из хромитового рудника Хиноками (Kitahara, 1955).
 41. Родохром светло-сиреневый; из зальбандов и трещин хромита в серпентините; г. Бедеи, Северный Кавказ (Сердюченко, 1935).
 42. Хлорит из хлоритовой оторочки вокруг хромитовых тел; г. Верблюжья, Урал (Соколов, Вахромеев, Кашин, 1936¹).
 43. Хлорит из цемента и жилок в хромитовых телах; г. Верблюжья, Урал (Соколов, Вахромеев, Кашин, 1936¹).
 44. Клинохлор хромистый из хромита; Патевы, Того (Orcel, 1927).
 45. Кочубеит из хромита; Патевы, Того (Orcel, 1927).
 46. Ст — клинохлор, Вест-Честер, Пенсильвания (Lapham, 1958).
 47. Кеммерерит встречен в жилах, пересекающих хромитовые руды; рудник Синдхували, штат Майсур (Viswanathiah, 1956).
 48. Хромовый хлорит; Честер, Пенсильвания (Lapham, 1958).
 49. Хлорит из месторождений хромистого железняка; Северная Каролина, Вебстер (Ширин, Иванова, 1954).
 50. Кеммерерит из саксонитов; Северная Швеция (Du Rietz, 1935).
 51. Хлорит из оторочки вокруг рудного тела; Рединка (Шилин, Иванова, 1954).
 52. Клинохлор никелевый (верхние горизонты габбро-амфиболитов на контакте с гипобазитами); Актюбинск (Грицаенко, 1936. Цит. по: Гинзбург, Рукавишникова, 1951).
 53. Клинохлор никелевый (верхние горизонты габбро-амфиболитов на контакте с гипобазитами); Грицаенко, 1936. Цит. по: Гинзбург, Рукавишникова, 1951).
 54. Хлорит из малоизмененных пироксенитов, Урал (Кац, 1941).
 55. Хлорит из трещин в пироксенитах; Шелектинское месторождение (Кац, 1941).
 56. Пеннин из месторождения коры выветривания (серпентин, хлорит, непуит, гарнерит, лимонит, актинолит, энстатит, форстерит и магнетит); Новая Каледония (Montoya, Vaug, 1963).
 57. Хлорит среди продуктов выветривания габбро-амфиболитов; $Nm^1=1,579$, $Np^1=1,576$ (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).
 58. Шухардит из серпентинита; Франкенштейн, Силезия (Schrauf, 1882¹).
 59. Шухардит, желтовато-зеленая разновидность, из серпентинита; Франкенштейн Силезия (Schrauf, 1882¹).
 60. Хлорит из малоизмененных габбро-амфиболитов; $Nm^1=1,583$, $Np^1=1,579$ (Гинзбург, Рукавишникова, 1951).
 61. Шериданит (иногда с маргаритом) в массиве серпентинита и талька; Савойя (Orcel, 1927).
 62. Грохауит из корундовых пород; Урал (Pavlovitch, 1931³).
 63. Грохауит (с корундом, маргаритом, асбестом и турмалином) в хлоритовых сланцах; Гейнсвилл, Джорджия (Genth, Smith, 1873²).
 64. Грохауит с корундом и шпинелью; Картер-Майн; Мадисон (Orcel, 1927).
 65. Хлорит из мусковит-корундовых пород; Чайныт, Южная Якутия (Озеров, Быховер, 1936).
 66. Хлорит восково-желтый, из корундово-дистеновых пород и диафторитовых слюдяно-хлоритовых сланцев; Южная Якутия (Шабынин, 1949).
 67. Прохлорит с корундом и шпинелью; Картер-Майн; Мадисон; Северная Каролина (Orcel, 1927).
 68. Грохауит из корундовых пород; Корундум-Хилл; Макон, Северная Каролина (Pavlovitch, 1931²).
 69. Прохлорит из жил с корундом и шпинелью в перидотитах; Картер-Майн; Мадисон; Северная Каролина (Orcel, 1927).
 70. Грохауит (дамурит, турмалин, корунд); Юнионвилл, Честер, Пенсильвания (Genth, 1873²).

71. Хлорит из мусковит-корундовых пород; замещается мусковитом и хлоритом; Чайныт, Южная Якутия (Озеров, Быховер, 1936).
72. Грохаунит (дамурит, турмалин, корунд); Юнионвилл, Честер, Пенсильвания (Genth, 1873²).
73. Корундофиллит зеленый, связан с корундом; Честер, Массачузетс (Исколь, 1917¹).
74. Грохаунит в зеленых пластинках, ассоциирует со шпинелью и корундом; Автогидрано, Мадагаскар (Otsel, 1927).
75. Прохлорит по периферии жил марундита, секущих ультрабазиты; Трансвааль (Otsel, 1927).
76. Корундофиллит; Честер, Массачузетс (Shannon, 1921²).
77. Корундофиллит; Честер (Shepard, 1868²).
78. Корундофиллит; Честер (Shepard, 1868²).
79. Корундофиллит; Честер (Tschermak, 1891²).
80. Корундофиллит (с вермикулитом, гранатом, эпидотом, пироксеном) в доломитизированном мраморе: $N = 1,576-1,587$; Коради, Нагпур (Kilpady, Dave, 1954—1955 — из РЖ «Геология», 1957, № 2).
81. Лейхтенбергит из метаморфизованных известняков; Филипсбург (Shannon, 1923—из Deeg, Howie, Zussman, 1962).
82. Хлорит зеленый из гранат-везувиановых пород Прасковье-Евгениевской копи в Шилинских горах на Южном Урале (Шилин, 1953).
83. Хлорит белый (клинохлор) из перовскит-шпинель-магнетитовой жилы; Прасковье-Евгениевская копь; Южный Урал (Шилин, 1953).
84. Хлорит совместно с флогопитом находится в контакте известняков и офитов; Нижние Пиренеи (Dathe, 1843²).
85. Лейхтенбергит из метаморфизованного доломита; Сиункодо, Северная Корея (Sato, 1933³).
86. Клинохлор (с магнемагнетитом, серпентином, кальцитом, гранатом, пироксеном, актинолитом и эпидотом); р. Северная (Павлов, 1961).
87. Клинохлор (ассоциация та же, что и № 86); р. Северная (Павлов, 1961).
88. Прохлорит; выполняет швы и поры магно-магнетита, месторождение Камышевский Байкитик (Павлов, 1961).
89. Клинохлор в ассоциации с везувианом и гроссуляром (контакт известняков с серпентинитом); Тэлери, Западный Пакистан (Bilgrami, 1960).
90. Пеннин (с гранатом, магнетитом и кальцитом) из прожилков, секущих жильные руды, Красноярское месторождение (Павлов, 1961).
91. Клинохлор по гессониту; Патнем (Dschang, 1931).
92. Хлорит с гранатом и эпидотом из трещин и жезд гранатовых пород и серпентинитов; Пьямпадуле, Италия (Rondolino, 1936¹).
93. Клинохлор (гранат, диопсид, скаполит); Ахматовск (Dschang, 1931).
94. Пеннин (с гранатом и другими минералами) из вкрапленных брекчиевидных руд; Красноярское месторождение (Павлов, 1961).
95. Хлорит находится в тесном парагенезисе с эпидотом, цоизитом, гранатом, сфеном, хлоршпинелью, диопсидом и др.; Прасковье-Евгениевская копь, Южный Урал (Шилин, 1953).
96. Клинохлор из отвала штольни Верхне-Лазурского полиметаллического месторождения; $N_{g1} = 1,582$, $N_{p1} = 1,572$ (Ташинина, 1957).
97. Глиноземистый прохлорит, Зырянское месторождение (Ташинина, 1957).
98. Хлорит встречен на контакте метасоматических полиметаллических рудных тел гипсового рудника Венибачи, Симане (Sakamoto, Sudo, 1956 — из РЖ «Геология», 1958, № 1).
99. Хлорит; Белоусовский рудник; Рудный Алтай (Шилин, Иванова, 1954).
100. Хлорит; Белоусовский рудник; Рудный Алтай (Шилин, Иванова, 1954).
101. Глиноземистый прохлорит из включения в кварцевой жиле; Путинцевское месторождение (Ташинина, 1957).
102. Рипидолит, месторождение Мамонтовское; Рудный Алтай (Шилин, Иванова, 1954).
103. Грохаунит из хлоритовых сланцев; Хейльзельберг, Швейцария (Hödl, 1941¹).
104. Клинохлор, хлоритовый сланец; Честер, Вермонт (Stone, Weiss, 1955).
105. Прохлорит из аспидно-хлоритовых сланцев (прохлорит, тремолит, тальк, биотит, кварц и карбонат); Верховецкий р-н (Семененко и др., 1956).

106. Железисто-магнезиальный рипидолит из метасоматических хлоритовых пород (хлорит, эпидот-доизит, рудный минерал); Веселянский участок, Кинский р-н (Ладнева, 1956).
107. Хлорит из роговообманково-хлорито-олигоклазовых сланцев; Пертшир (Shido, Myashiro, 1959 — из Min. Abstr., 1960, v. 14, № 7).
108. Клинохлор из актинолит-хлоритового сланца; Приска (Mathias, 1952).
109. Рипидолит из альбитизированных амфибол-хлоритовых пород; Кривой Рог (Половинкина, Иванова, 1953).
110. Хлорит из слюдистых гнейсов. Шотландия (Heddle, 1880²).
111. Хлорит из актинолит-эпидот-кварц-альбит-хлоритовых сланцев (Seki, 1959 — из Min. Abstr., 1960, v. 14, № 6).
112. Рипидолит из хлоритовых сланцев; Андроса, Мадагаскар (Orsel, 1927).
113. Хлорит из актинолит-эпидот-хлорит-кварц-альбитового сланца; р-н Гамата (Seki, 1959).
114. Хлорит из слюдистого гнейса (плагноклаз № 40—42, хлорит, биотит, кварц); Кангасала, Финляндия (Seitsaari, 1954).
115. Рипидолит, альбит-хлоритовый сланец; Спрингберн, Западный Отаго, Новая Зеландия (Hutton, 1940. Цит. по Deer, Howie, Zussman, 1962).
116. Хлорит из альбит-хлоритового сланца; Западный Отаго (Hutton, 1938).
117. Хлорит из альбит-эпидот-хлорит-актинолит-кальцитового сланца; Коронет-Пик; Вакаитупу; Западный Отаго (Hutton, 1938).
118. Хлорит из биотит-гранат-мусковит-кварц-альбитовых сланцев (Seki, 1959 — из Min. Abstr., 1960, v. 14, № 6).
119. Хлорит из хлорит-роговообманково-альбитовых сланцев; рудник Кинкка (Saksela, 1960).
120. Рипидолит из парагонитового филлита (мусковит, парагонит, хлорит, кварц, рутил); Бэн-Слайд (Zen E-an, 1960).
121. Шамозит из гранат-хлоритового сланца; Кривой Рог (Гершойг, 1949).
122. Рипидолит из трещины в аспидном сланце; Таконик (Zen E-an, 1960).
123. Хлорит из каверны жильного кварца месторождения Карабайтам, Центральный Казахстан (Лавренко, Лазько, 1959).
124. Хлорит из кварцевой жилы в филлитах; Бельгия (Melon, 1938).
125. Клементит (олигоклаз, слюда, пирофиллит) из кварцевой жилы (или из филлитов); Вьельсальм, Бельгия (Melon, 1938).
126. Хлорит из кварцевой жилы в диорите; Лембек, Бельгия (Melon, 1938).
127. Рипидолит из кварц-карбонатной жилы; Восточный Саян (Глазунов, 1961).
128. Рипидолит из кварц-эпидотовых жилок в биотитовом эпидозите; Булуктай (А. Ф. Коржинский, 1959).
129. Рипидолит из кварц-флюоритовой жилки с флюорит-слюдистой грейзеновой оторочкой; Холтасон (А. Ф. Коржинский, 1959).
130. Рипидолит из месторождения Гранитное (хрусталеносное), Приполярный Урал (Лавренко, Лазько, 1959).
131. Рипидолит из трещинок аплитовых жилок, пересекающих амфиболовые гнейсы; ущелье Круа (Orsel, 1927).
132. Хлорит (кальцит, альбит, пирит) из кварцевой жилы в кварцевом диорите (Melon, 1938).
133. Рипидолит из кварцевой жилы; Памир (Шилин, Иванова, 1954).
134. Рипидолит из линз дорудного кварца в хлоритовых сланцах, Койракта, Центральный Казахстан (Химические анализы..., 1964).
135. Рипидолит из пьезокварца (Шилин, Иванова, 1954).
136. Рипидолит из кварцевых жилок в слюдяном сланце; Мазоала, Мадагаскар (Orsel, 1927).
137. Афросидерит из нодулей в золотоносных кварцевых жилах; Гула-Гул, Эритрея, Африка (Scherillo, 1938¹).
138. Магнезиально-железистый хлорит из хрусталеносных кварцевых жил; Полярный Урал (Лавренко, Лазько, 1962).
139. Хлорит из кварцитов нижнего девона; карьер Трех фонтанов (Melon, 1938).
140. Прохлорит из прожилка в кварцевой жиле; Нагольный кряж; Донецк (Самойлов, 1906).
141. Прохлорит марганцево-железистый из гранитизированных осадков; Холвилл, Коннектикут (Agar, Emendorfer, 1937¹).

142. Магнезиально-железистый хлорит из хрусталеносных кварцевых жил; Полярный Урал (Лавренко, Лазько, 1962).
143. Рипидолит из метаморфизованных гранитов; Восточный Саян (Громова, 1959).
144. Магнезиально-железистый хлорит из хрусталеносных кварцевых жил; Полярный Урал (Лавренко, Лазько, 1962).
145. Хлорит из кварцевой жилы в филлитах; Бельгия (Melon, 1938).
146. Хлорит из гранитной жилы; Шотландия (Doelter, 1917).
147. Прохлорит из кварцевой жилы; Северный Урал (Алешков, 1936).
148. Тюрингит (за счет рибекита) в пегматитах небольшого массива рибекитовых гранитов юга Эвиза, Корсика (Orcel, 1927).
149. Хлорит из кварцевой жилы (данные Е. Бурикова).
150. Прохлорит в горном хрустале из жил альпийского типа; Казбек, Кавказ (Иванов, 1916¹).
151. Дафнит в кварцевых жилах; Маун-Сатирист, Западная Австралия (Simpson, 1937¹).
152. Хлорит в трещинах в кварцевой жиле, Кальгурли, Западная Австралия (Simpson, 1937 — из Min. Abstr., 1938, v. 7, № 3).
153. Делессит заполняет пустоты в базальтовых породах и туфах; Северный Монтроз, Шотландия (Heddle, 1880²).
154. Делессит заполняет полости (миндалины и др.) в базальтовых породах и туфах; Думбартон (Heddle, 1880²).
155. Делессит в базальтах; Думбартон; Шотландия (Heddle, 1880²).
156. Пикнохлорит в дайке родингита; Хиндубар (Bilgrami, Howie, 1960).
157. Делессит заполняет полости в базальтовых породах и туфах; Саксония (Delesse, 1849²).
158. Евралит из миндалин оливинового диабаз; Финляндия (Wiick, 1869²).
159. Делессит из пустот в базальтах и туфах; Думбартон, Шотландия (Heddle, 1880²).
160. Хлорит из спилитов; Савоя (Parjadis de Lariviere, 1960).
161. Афросидерит из трещин и миндалин кератофирового спилита, каменные ломки у дер. Эрнстхаузен (Holzner, 1938).
162. Хлорит из хлорит-альбитовой породы (краевая часть диабазового массива); Ниллвара (Meriläinen, 1961).
163. Делессит заполняет пустоты в базальтовых породах и туффах; Фридрихрода (Weiss, 1879²).
164. Прохлорит из гидротермально измененных миндалекаменных порфиритов; Рудный Алтай (Ташинина, 1957).
165. Прохлорит из трещин в амфиболитах; Фронлейтен (Hödl, 1941¹).
166. Из амфиболита; Силезия (Doelter, 1917).
167. Меланолит в трещинах в диабазе; Сомервилл (Frondel, 1955).
168. Диабантит из диабазов; Лобенштейн (Liebe, 1870²).
169. Рипидолит из биотито-доломитовой жилы, секущей интрузии габбро и перидотитов; Восточный Саян (Глазунов, 1961).
170. Диабантит из диабаз (Doelter, 1917).
171. Диабантит из диабаз; Лобенштейн (Liebe, 1870²).
172. Прохлорит из трещины в амфиболите; Тироль (Hödl, 1941¹).
173. Хлорит в линзовидных пустотах амигдолоидных пород Кастер Каунти (Ross, Shannon, 1925).
174. Рипидолит из диабазов долины Масс (Orcel, 1927).
175. Диабантит из диабазов (Liebe, 1870²).
176. Рипидолит из диабазов (Orcel, 1927).
177. Клинохлор в виде прожилков в диабазовых порфиритах; Карабаш (Кузнецов, Чеховских, 1960).
178. Диабантит из диабазов (Doelter, 1917).
179. Диабантит из диабазов (Doelter, 1917).
180. Хлорит из миндалин базальтов (Ушакова, 1962).
181. Брунсвитт, спилит; Грейт-Айленд, Новая Зеландия (Batley, 1956).
182. Брунсвитт в пустотах габбро; Радау, Гарц (Fromme, 1902).
183. Хлорит из медных месторождений (Ross, 1935¹).
184. Клинохлор из кислых хлоритизированных туфов; Николаевское месторождение (данные Л. К. Пожарицкой; Ташинина, 1957).

185. Mg-Fe-прохлорит из хлоритизированного туффи́та из порфири́тов; Николаевское месторождение (Пожарицкая, 1958).
186. Mg-Fe-прохлорит из хлоритизированного кислого туфа; Николаевское месторождение (Пожарицкая, 1958).
187. Прохлорит из порфири́тов; Николаевское месторождение (данные Л. К. Пожарицкой; Тащии́на, 1957).
188. Mg-Fe-прохлорит из хлоритизированного порфи́рита; Николаевское месторождение (Пожарицкая, 1958).
189. Асбестовидный (поперечно-волокнистый) хлорит из медно-никелевого месторождения (Иванова, Корнилов, 1958).
190. Mg-Fe-прохлорит из хлоритизированного порфи́рита; Рулихинское месторождение (Пожарицкая, 1958).
191. Mg-Fe-прохлорит; прожилки в кислом туфе; Николаевское месторождение (Пожарицкая, 1958).
192. Хлорит из карбонат-кварцевой жилки; Карабаш (данные Е. Бурикова).
193. Mg-Fe-прохлорит из эпидот-карбонатного прожилка с хлоритом; Рулихинское месторождение (Пожарицкая, 1958).
194. Рипидолит из жилы с медным оруденением; колл. В. Домарева; Мангышлак, Казахстан (Шилин, Иванова, 1954).
195. Клинохлор из вкрапленных медно-пирротиновых руд; Вавилонское месторождение (данные Н. Н. Великой; Тащии́на, 1957).
196. Хлорит из Дегтярского месторождения (Шилин, Иванова, 1954).
197. Хлорит в пластовых медистых месторождениях; шахта Бесши (Shirozu, 1958).
198. Хлорит из месторождения Калата, Урал (Шилин, Иванова, 1954).
199. Хлорит из рудника Артема (Шилин, Иванова, 1954).
200. Прохлорит-клинохлор из отвала штольни; Александровское месторождение (Тащии́на, 1957).
201. Прохлорит из висячего бока рудного тела; Вавилонское месторождение (Зленко, 1962).
202. Хлорит из коллекции Э. Мурзаева (Шилин, Иванова, 1954).
203. Рипидолит; рудник Обновленный, Урал (Шилин, Иванова, 1954).
204. Рипидолит в виде жилки в метасоматически оруденелой амфиболохлоритовой породе (медно-никелевое месторождение) (Корнилов, 1959).
205. Хлорит из кварц-медной жилы; шахта Осарузава (Shirozu, 1958).
206. Хлорит из района медных месторождений; Ор-Ноб (Ross, 1935¹).
207. Афросидерит из мономинеральной хлоритовой породы (медно-никелевое месторождение) (Корнилов, 1959).
208. Хлорит из кварц-медной жилы шахты Сайама (Shirozu, 1958).
209. Хлорит из кварц-медных рудных жил шахты Кису (Shirozu, 1958).
210. Хлорит из рудной зоны; Малкинское месторождение, Северный Кавказ (Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. Изд-во «Наука», 1964).
211. Зеленый оолитовый шамозит из карбонат-шамозитового алеврита; $N = 1,620$; Глостершир (Bannister, Whittard, 1945).
212. Fe-прохлорит из зальбандов магнетит-гематитовых залежей в кварцитах; Вейц, Австрия (Hödl, 1941¹).
213. Шамозит из нижнеаленского песчаника (сидерит, кальцит, фосфат); Северный Кавказ (Н. А. Красильникова¹).
214. Тюрингит из зальбандов магнетит-гематитовых залежей в кварцитах; Цирмзее, Австрия (Hödl, 1941¹).
215. Шамозит (сидерит, кварц, магнетит); Шмидефельд, Тюрингия (Engelhardt, 1942).
216. Хлорит из железистых кварцитов (Shirozu, 1958).
217. Тюрингит, Восточная Тюрингия, Шмидефельд; колл. Купфера (Курнаков, Черных, 1926).
218. Афросидерит (гематит); Вейльбург (Orsel, 1927).
219. Тюрингит заполняет прожилки в красном железняке, шахта Фортуна, Гессен-Нассау (Holzner, 1938).
220. Шамозит, «Айанж», около Меца, Лотарингия; колл. Купфера (Курнаков, Черных, 1926).
221. Тюрингит из магнетитового месторождения (полево́й шпат, кальцит, магнетит, пирит, кварц); Трофайях, Австрия (Hödl, 1941¹).

222. Тюрингит (кварц, магнетит); Шмидефельд, Тюрингия (Jung, 1931 — из Deer, Howie, Zussman, 1962).
223. Тюрингит, Восточная Тюрингия, Шмидефельд; колл. Купфера (Курнаков, Черных, 1926).
224. Бавалит из сланцев и кварцитов (сфедрит, магнетит); Нижний Валлон (Ogcel, 1927).
225. Афросидерит из касситерит-хлоритовой жилы (Онтоев, 1956).
226. Афросидерит из кварц-хлоритовой жилы, содержащей кобальтин, пирит и другие сульфиды (Онтоев, 1956).
227. Афросидерит из месторождений сульфид-касситеритового типа; колл. М. Ицксона (Шилин, Иванова, 1954).
228. Железистый хлорит из месторождений сульфид-касситеритового типа; колл. А. Андриановой (Шилин, Иванова, 1954).
229. Тюрингит из колл. А. О. Розенцвита (Шилин, Иванова, 1954).
230. Дафнит; жильная трещина в оловянном месторождении, содержащая призмы кварца; Толгас-Майн; Корнуэлл (Hallimond, 1939).
231. Тюрингит из колл. А. О. Розенцвита (Шилин, Иванова, 1954).
232. Дафнит в виде пленки по арсенипириту и кварцу (Doelter, 1917).
233. Тюрингит из жилы вольфрам-оловянного месторождения (Онтоев, 1956).
234. Гонверит (барит, берцелиит, бементит, гранат); Лонгбан; Швеция (Frondel, 1955)
235. Марганцевый лейхтенбергит, ассоциирует с браунитом в марганцевом месторождении Муромоцу, Япония (Okamoto, Shirozu, 1957 — из РЖ «Геология», 1958, № 10).
236. Хлорит из прожилков в марганцевой руде; шахта Куманохата (Shirozu, 1958).
237. Хлорит из жилков в бокситовой породе, Урал; из колл. Б. П. Кротова и Т. И. Столяровой (Сердюченко, 1953).
238. Дафнит из прожилков в лептохлорит-бокситовой породе (Соболева, 1938¹).
239. Клинохлор; слюдистый сланец с полевым шпатом и доломитом; Лонгбан, Швеция (Phillips, 1963).
240. Лейхтенбергит бесцветный; Мидонги, Мадагаскар (Ogcel, 1927).
241. Родофиллит с черной шпинелью и лимонитом; Колорадо (Phillips, 1963).
242. Хлорит из скарна шахты Комаиси, Япония (Shirozu, 1958).
243. Пеннин ассоциирует с кальцитом; Пфтиш, Тироль (Искюль, 1917¹).
244. Прохлорит-клинохлор (халцедон, автофиллит); Мидонги, Мадагаскар (Ogcel, 1927).
245. Грохауит железистый из хлоритовых сланцев; Ивановск, Урал (Faulon, 1892¹).
246. Клинохлор сростается с магнетитом; Нижне-Исетская дача, Урал (Искюль, 1917¹).
247. Шериданит с рутилом, ильменитом и полевым шпатом (Phillips, 1963).
248. Хлорит светло-зеленый из почти мономинеральных прослоев среди крупнобобовых осадочных пород; р. Малка (Сердюченко, 1953).
249. Хлорит из плотных хлоритовых метасоматических пород; Хабаз, водопад (Сердюченко, 1953).
250. Хлорит из верхней зоны осадочной плотной (аргиллитоподобной) породы без конкреций; р. Малка (Сердюченко, 1953).
251. Хлорит из почти мономинеральной осадочной хлоритовой породы; р. Малка (Сердюченко, 1953).
252. Афросидерит с полевым шпатом и лимонитовыми пятнами; Нью-Мексико (Phillips, 1963).
253. Шериданит; Бринтонс-Куарри (Shannon, Wherry, 1922¹).
254. Лейхтенбергит; Златоуст, Урал (Иванова, 1949).
255. Тальк-хлорит, Ноттингем, Пенсильвания (Shannon, Wherry, 1922¹).
256. Лейхтенбергит; колл. мин. музея ЛГУ (Иванова, 1949).
257. Шериданит; Монтана (Shannon, Wherry, 1922¹).
258. Шеридонит; северный Вайоминг (Doelter, 1917).
259. Делессит, Ленни, Пенсильвания (Phillips, 1963).
260. Клинохлор, Назямские горы, Урал (Искюль, 1917¹).
261. Клинохлор, Квебек, Канада (Osborne, Archambault, 1948³).
262. Лейхтенбергит, Шишимск (Clarke, 1910²).
263. Хромхлорит, Грин Вэлли, Калифорния (Doelter, 1917).

264. Клинохлор, Ахматовские копи, Южный Урал (Курнаков, Черных, 1926).
265. Хлорит (аналитик В. И. Искюль; Иванова, 1949; рентген по Ковалеву, 1956).
266. Кочубейт; Сискийу, Калифорния (Lapham, 1958).
267. Кеммерерит; Эрцинкан, Турция (Lapham, 1958).
268. Пеннин, Шишимские горы, Урал (Курнаков, Черных, 1926).
269. Прохлорит, Вестчестер, Пенсильвания (Stone, Weiss, 1955).
270. Железо-магнезиальный хлорит (Ковалев, 1956).
271. Клинохлор (Иванова, 1949; рентген по Ковалеву, 1956).
272. Клинохлор; Вест-Честер (Нла, 1945).
273. Лейхтенбергит (клинохлор) (Hödl, 1941¹).
274. Пеннин; Италия (Bertolani, 1949³).
275. Железо-магнезиальный хлорит (Ковалев, 1956).
276. Хлорит, карьер Бринтон, Пенсильвания (Orcel, 1927).
277. Псевдофит из Боростианко, Венгрия (Doelter, 1917).
278. Псевдофит из Бернштейн, Австрия (Vavrinecz, 1927³).
279. Прохлорит, Циллерталь (Dschang, 1931).
280. Хромовый хлорит; Валейс, Швейцария (Lapham, 1958).
281. Пеннин в прекрасных таблитчатых кристаллах (Dschang, 1931).
282. Клинохлор, Вест-Таун, Пенсильвания (Dschang, 1931).
283. Клинохлор, Западная Австралия (Simpson, 1936 — из Min. Mag., 1936, v. 24, № 155, p. 363).
284. Клинохлор из Валь Деворо (Ogniben Gino, Quarenì Sergio, 1962 — из РЖ «Геология», 1963, № 7).
285. Хлорит (Иванова, 1949).
286. Прохлорит; $2E = +38^\circ$; Орседж-Майн (Dschang, 1931).
287. Железо-магнезиальный хлорит (Ковалев, 1956).
288. Хромовый хлорит; Огуши, Япония (Lapham, 1958).
289. Корундофиллит; колл. мин. музея ЛГУ (Иванова, 1949).
290. Прохлорит, Бланко-Каунти, Техас (Stone, Weiss, 1955).
291. Грохауит; колл. мин. музея ЛГУ (Иванова, 1949).
292. Корундофиллит; $2E = +50^\circ$; Холлитон, Западная Австралия (Simpson, 1936 — см. № 283).
293. Клементит, Бельгия; колл. Купфера (Курнаков, Черных, 1926).
294. Железо-магнезиальный хлорит (Ковалев, 1956).
295. Железо-магнезиальный хлорит (Ковалев, 1956).
296. Железо-магнезиальный хлорит (Ковалев, 1956).
297. Хлорит из Лох-Лагган, Шотландия (Doelter, 1917).
298. Рипидолит (Clarke, Schneider, 1890²).
299. Хлорит; Калси, Тоскана (Doelter, 1917).
300. Гельминт, Циллерталь, Австрия (Vavrinecz, 1932³).
301. Рипидолит, Соусбури, Коннектикут (Phillips, 1963).
302. Железо-магнезиальный хлорит (Ковалев, 1956).
303. Рипидолит; Массашлухт, Фелленберг (Orcel, 1927).
304. Афросидерит, Вейльбург (Holzner, 1938).
305. Тюрингит из колл. А. И. Захарченко (Половинкина, Иванова, 1953).
306. Прохлорит из Циллерталь (Doelter, 1917).
307. Прохлорит (Doelter, 1917).
308. Хлорит, Витватерсранд, Южная Африка (Frankel, 1944³).
309. Афросидерит; Чехословакия (Slavik, Vesely, 1923³).
310. Тюрингит, Арканзас (Steun, 1962).
311. Хлорит; Маунт-Сатирист (Simpson, 1937 — из Min. Abstr., 1938, v. 7, № 3).
312. Тюрингит, Голдзехе (Hödl, 1941¹).
313. Дафнит, Рондаллис, Западная Австралия (Simpson, 1936 — из Min. Abstr., 1936, v. 24, № 155, p. 363).
314. Тюрингит; колл. В. И. Искюля (Иванова, 1949).
315. Шамозит; Швейцария (Deverin, Louis, 1945³).
316. Тюрингит; Бас-Валлон (Orcel, 1923³).

**КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ ХЛОРИТОВ, РАССЧИТАННЫЕ НА 180²⁻, СУММА ОКТАЭДРИЧЕСКИХ КАТИОНОВ
($\Sigma_{o.k.}$), ОБЩАЯ (F) И ЧАСТНАЯ (f) ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ
(атомн. %)**

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OH	$\Sigma_{o.k.}$	F	f
1 *	2,774	1,226	1,282	0,043	—**	0,023	—	4,654	7,894	6,003	1,413	0,498
2 ***	3,199	0,801	1,245	0,376	0,004	0,112	0,006	3,781	8,000	5,590	12,873	3,017
3	3,127	0,873	0,623	0,067	0,129	0,207	0,002	4,997	8,000	6,045	7,487	4,001
4	2,916	1,084	1,266	0,014	—	0,236	—	4,494	7,783	6,010	5,268	4,986
5	2,703	1,297	1,356	0,035	—	0,256	0,000	4,387	7,841	6,033	6,210	5,504
6	2,825	1,175	1,042	0,147	0,028	0,266	0,007	4,544	7,889	6,034	8,980	5,667
7	3,135	0,865	0,812	0,141	0,082	0,135	0,000	4,801	8,000	5,994	7,403	2,751
8	2,946	1,054	0,931	0,116	—	0,291	0,028	4,637	8,000	6,003	8,579	6,443
9	3,066	0,934	1,012	0,039	—	0,290	0,013	4,782	7,610	6,136	6,680	5,959
10	3,066	0,934	1,076	—	—	0,346	—	4,558	7,898	5,980	7,050	7,050
11	3,163	0,837	0,647	0,412	0,006	0,378	0,013	4,775	7,312	6,230	14,464	7,546
12	2,963	1,037	1,009	0,143	—	0,385	0,002	4,403	8,000	5,942	10,745	8,082
13	2,896	1,104	0,970	0,159	—	0,398	0,003	4,457	8,000	6,007	11,163	8,252
14	3,324	0,676	0,584	0,364	0,012	0,417	—	4,479	8,000	5,857	15,052	8,520
15	2,760	1,240	0,918	0,227	—	0,421	0,006	4,474	8,000	6,047	12,756	8,716
16	3,160	0,840	0,755	0,071	—	0,428	0,013	4,740	8,000	6,007	9,747	8,513
17	3,463	0,537	0,946	0,128	—	0,434	0,006	4,512	7,411	6,026	11,196	8,903
18	3,072	0,928	0,736	0,200	—	0,465	0,020	4,712	7,724	6,134	12,705	9,340
19	2,952	1,048	1,040	0,110	0,002	0,490	0,003	4,303	8,000	5,948	12,330	10,290
20	2,788	1,212	1,120	0,080	—	0,512	—	4,485	7,617	6,197	11,665	10,247
21	2,844	1,156	1,071	0,021	—	0,526	0,024	4,390	8,000	6,032	11,524	11,150
22	3,096	0,904	0,791	0,112	—	0,552	0,007	4,538	8,000	6,000	12,896	10,972

* Порядковые номера соответствуют номерам химических анализов Приложения 1.

** Соответствующий окисел не определялся.

*** См. в конце таблицы.

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ³⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{О.Н}	F	f
23	2,997	1,003	1,037	0,105	—	0,663	0,006	4,385	7,470	6,195	14,997	13,236
24	3,061	0,939	0,936	0,128	—	0,672	0,008	4,195	7,995	5,940	16,164	13,957
25	2,998	1,002	0,962	0,001	—	0,734	0,012	4,311	8,000	6,049	14,765	14,741
26	2,867	1,133	1,087	0,044	—	0,739	0,007	4,198	7,853	6,075	15,846	15,097
27	3,310	0,690	0,905	0,070	0,006	0,762	0,007	4,105	8,000	5,855	17,069	15,771
28	2,739	1,261	1,094	0,161	0,002	0,776	0,018	3,951	8,000	6,002	19,489	16,719
29	2,670	1,330	1,032	0,146	—	0,778	0,006	4,113	8,000	6,076	18,456	16,016
30	2,851	1,149	1,052	0,060	0,002	0,844	0,006	4,053	8,000	6,017	18,387	17,332
31	2,816	1,184	0,976	0,115	—	0,830	0,014	4,111	8,000	6,046	18,914	17,033
32	2,771	1,229	1,426	0,004	—	1,009	0,002	3,631	7,653	6,073	21,853	21,777
33	2,968	1,032	0,954	0,215	—	1,162	0,000	3,742	7,717	6,073	26,906	23,701
34	2,688	1,312	1,358	0,093	—	2,015	0,006	2,516	7,884	5,988	45,657	44,541
35	3,188	0,812	0,462	0,161	0,188	0,000	0,001	5,189	8,000	6,001	6,318	—
36	3,110	0,890	0,533	0,163	0,314	—	—	4,993	7,874	6,003	8,720	—
37	3,107	0,893	0,064	0,140	0,443	0,035	0,006	5,414	8,000	6,119	10,607	0,732
38	3,231	0,769	0,571	0,014	0,283	0,044	0,001	5,052	7,975	5,982	6,322	0,877
39	2,951	1,049	0,862	0,207	0,000	0,044	0,000	4,878	8,000	5,990	4,893	0,900
40	2,876	1,124	0,894	0,240	0,000	0,045	0,000	4,816	8,000	5,995	5,591	0,925
41	3,065	0,935	0,006	0,140	0,494	0,049	—	5,457	8,000	6,147	11,127	0,887
42	2,812	1,188	1,048	0,073	—	0,056	—	4,856	8,000	6,044	2,607	1,150
43	2,912	1,088	0,827	0,099	0,125	0,058	0,000	4,909	8,000	6,018	5,431	1,163
44	3,016	0,984	0,874	0,043	0,062	0,082	—	4,972	7,934	6,035	3,632	1,614
45	3,008	0,992	0,675	0,033	0,319	0,095	—	4,916	7,888	6,038	8,345	1,892
46	2,968	1,032	0,952	0,135	0,086	0,137	0,001	4,620	8,000	5,930	7,190	2,890
47	2,848	1,152	1,062	0,130	0,210	0,156	—	4,317	8,000	5,875	10,301	3,500
48	3,345	0,655	0,534	0,630	0,009	0,199	0,019	4,348	8,000	5,740	16,482	4,775
49	2,955	1,045	0,398	0,115	0,265	0,231	—	5,090	8,000	6,116	10,786	4,388

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
50	3,353	0,647	0,773	0,230	1,034	0,266	—	3,161	7,681	5,464	32,611	7,767
51	2,614	1,386	0,996	0,000	0,223	0,332	0,003	4,843	7,374	6,397	10,328	6,475
52	3,094	0,906	1,074	0,427	—	0,053	0,047	3,177	8,000	5,110	21,292	3,074
53	3,194	0,806	1,199	0,432	—	0,060	0,036	3,554	8,000	5,587	19,015	2,631
54	2,868	1,132	0,926	0,093	0,093	0,127	—	4,713	8,000	6,033	6,536	2,628
55	2,828	1,172	0,859	0,153	0,118	0,177	0,005	4,677	8,000	6,018	9,382	3,766
56	3,241	0,759	0,933	0,286	0,024	0,208	—	4,374	7,353	6,081	15,046	4,551
57	2,962	1,038	1,401	0,115	0,012	0,242	—	4,424	7,068	6,217	8,263	5,074
58	3,319	0,681	1,111	0,294	—	0,265	—	4,044	7,558	6,120	20,372	6,590
59	3,340	0,660	1,069	0,284	—	0,296	—	3,547	8,000	5,652	22,609	7,747
60	2,868	1,132	1,356	0,163	0,024	0,140	0,000	4,544	7,114	6,239	6,939	2,992
61	2,520	1,480	1,550	0,014	—	0,096	0,042	4,285	7,941	5,987	3,440	3,135
62	2,634	1,366	1,251	0,125	—	0,241	—	4,378	8,000	5,995	7,715	5,210
63	2,890	1,110	1,236	0,287	—	0,327	—	3,944	8,000	5,794	13,463	7,684
64	2,639	1,361	1,320	0,048	—	0,325	0,002	4,302	8,000	5,996	8,000	7,056
65	2,762	1,238	1,419	0,061	0,016	0,374	0,005	3,995	8,000	5,871	10,260	8,675
66	2,746	1,254	1,439	0,084	0,010	0,389	0,005	3,937	8,000	5,860	10,940	8,992
67	2,619	1,381	1,406	0,074	—	0,387	0,002	4,114	7,935	5,983	10,122	8,640
68	2,595	1,405	1,302	0,134	—	0,409	0,000	4,140	8,000	5,985	11,584	8,984
69	2,602	1,398	1,438	0,038	—	0,412	0,000	4,238	7,669	6,127	9,601	8,863
70	2,819	1,181	1,311	0,102	—	0,451	—	4,061	7,919	5,924	11,979	9,997
71	2,776	1,224	1,614	0,084	0,015	0,479	0,005	3,664	7,788	5,862	13,733	11,875
72	2,825	1,175	1,320	0,096	—	0,460	—	4,058	7,893	5,934	12,037	10,178
73	2,425	1,575	1,395	0,250	—	0,590	0,010	3,800	7,836	6,046	18,292	13,644
74	2,595	1,405	1,424	0,104	—	0,682	0,006	3,725	7,994	5,941	17,525	15,580
75	2,661	1,339	1,400	0,042	—	0,762	0,010	3,774	7,923	5,987	17,725	16,972
76	2,344	1,656	1,251	0,264	—	1,130	—	3,425	8,000	6,070	28,936	24,811

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
77	2,405	1,595	1,463	0,000	—	1,238	—	3,388	7,951	6,090	26,762	26,762
78	2,479	1,521	1,488	0,000	—	1,269	—	3,262	7,994	6,019	28,011	28,011
79	2,399	1,601	1,390	0,213	—	1,432	—	2,972	7,984	6,007	35,627	32,519
80	2,713	1,287	1,153	0,186	—	0,000	0,035	4,600	8,000	5,974	4,600	0,766
81	2,933	1,067	0,870	—	—	0,000	—	5,229	8,000	6,099	0,000	0,000
82	2,564	1,436	1,440	0,254	—	0,012	0,002	4,163	8,000	5,871	6,054	0,343
83	2,685	1,315	1,098	0,116	—	0,022	0,004	4,809	8,000	6,050	2,886	0,549
84	3,003	0,997	1,042	—	—	0,047	—	5,114	7,547	6,204	0,908	0,908
85	3,084	0,916	0,840	0,045	—	0,057	—	5,074	8,000	6,016	1,971	1,111
86	2,999	1,001	0,882	0,117	—	0,112	0,005	4,885	8,000	6,001	4,574	2,343
87	3,105	0,895	0,924	0,138	—	0,116	0,005	4,840	7,788	6,023	5,070	2,432
88	2,776	1,224	1,728	0,243	—	0,131	—	3,725	7,598	5,828	9,124	3,400
89	3,101	0,899	0,964	0,027	—	0,222	0,023	4,746	7,947	5,982	5,428	4,913
90	3,316	0,684	0,824	0,025	—	0,230	—	4,999	7,677	6,079	4,852	4,400
91	2,957	1,043	0,798	0,047	—	0,253	—	5,243	7,517	6,340	5,408	4,599
92	2,945	1,055	0,850	0,158	—	0,403	—	4,613	8,000	6,024	10,845	8,040
93	2,694	1,306	1,370	0,294	—	0,414	—	3,807	7,870	5,886	15,690	9,808
94	2,713	1,287	1,328	0,059	—	0,489	—	4,312	7,523	6,188	11,278	10,183
95	2,700	1,300	1,180	0,135	—	0,559	0,023	4,208	7,772	6,106	14,571	12,160
96	3,058	0,942	1,625	0,101	—	0,185	0,016	3,812	7,738	5,739	7,343	5,019
97	2,829	1,171	2,318	0,134	—	0,257	0,016	2,821	7,628	5,548	12,632	8,833
98	2,889	1,111	1,444	0,062	—	0,305	—	4,426	7,130	6,237	7,648	6,436
99	2,766	1,234	1,365	0,011	—	0,343	—	4,368	7,682	6,088	7,509	7,284
100	2,748	1,252	1,080	0,226	—	0,645	—	4,021	8,000	5,972	17,814	13,831
101	2,696	1,304	2,415	0,016	—	0,887	0,033	2,130	7,910	5,481	30,538	30,175
102	2,727	1,273	1,095	0,096	—	1,390	0,028	3,432	8,000	6,041	30,615	29,233
103	2,658	1,342	1,324	0,220	—	0,510	—	3,969	7,754	6,022	15,537	11,378

П Р И Л О Ж Е Н И Е 2 (продолжение)

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
104	2,830	1,170	1,054	0,146	—	0,904	0,012	3,869	8,000	5,985	21,540	19,147
105	2,922	1,078	1,152	0,129	—	0,946	0,003	3,678	7,979	5,909	22,664	20,508
106	2,675	1,325	1,132	0,155	—	1,227	0,001	3,542	7,907	6,066	28,207	25,871
107	2,674	1,326	1,418	0,121	—	1,221	0,013	3,332	7,576	6,105	28,805	27,016
108	3,005	0,995	1,402	0,061	—	1,261	0,011	3,275	7,513	6,009	28,927	27,980
109	2,814	1,186	1,345	0,158	—	1,343	—	3,128	7,733	5,975	32,430	30,038
110	2,493	1,507	1,014	0,275	—	1,432	0,048	3,392	7,899	6,160	34,088	30,372
111	2,680	1,320	1,863	0,153	—	1,537	0,003	2,096	8,000	5,652	44,695	42,362
112	2,703	1,297	1,209	0,146	—	1,595	0,045	3,016	7,922	6,010	37,189	35,222
113	2,801	1,199	1,226	0,315	—	1,699	0,100	2,489	8,000	5,829	45,921	41,947
114	2,737	1,263	1,620	0,262	—	1,755	0,020	2,314	7,438	5,972	46,819	43,409
115	2,758	1,242	1,323	0,221	—	1,833	0,039	2,616	7,633	6,032	44,455	41,717
116	2,707	1,293	1,345	0,308	—	1,901	0,031	2,405	7,658	5,991	48,232	44,551
117	2,790	1,210	1,203	0,276	—	1,904	0,025	2,532	7,818	5,952	46,693	43,239
118	2,840	1,160	1,306	0,256	—	1,905	0,123	2,209	8,000	5,799	50,830	47,853
119	2,674	1,326	1,380	0,098	—	1,923	0,021	2,616	7,774	6,037	43,833	42,628
120	2,786	1,214	1,792	0,137	—	2,483	0,027	1,386	7,632	5,826	65,631	64,419
121	2,582	1,418	1,444	0,164	—	2,829	0,051	1,689	7,457	6,177	64,316	63,635
122	2,559	1,441	1,500	0,179	—	2,820	0,014	1,394	7,946	5,908	68,365	67,024
123	3,023	0,977	1,074	0,353	—	0,654	0,017	3,654	8,000	5,769	22,20	15,531
124	2,749	1,251	1,766	0,143	—	0,739	0,092	3,277	7,308	6,017	22,908	20,227
125	2,727	1,273	1,580	0,286	—	0,868	0,151	3,074	7,487	5,960	29,807	24,893
126	2,824	1,176	1,296	0,462	—	1,167	0,014	2,768	8,000	5,708	37,252	29,904
127	2,694	1,306	1,313	0,099	—	1,298	—	3,237	8,000	5,947	30,149	28,626
128	2,666	1,334	1,515	0,252	—	1,647	—	2,740	7,257	6,154	40,939	37,542
129	2,700	1,300	1,488	0,230	—	1,640	—	2,798	7,270	6,156	40,056	36,953
130	2,511	1,489	1,416	0,186	—	1,721	0,017	2,603	8,000	5,943	42,513	40,042

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (продолжение)

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ³⁺	Mn	Mg	OH	Σ о. к.	F	f
131	2,764	1,236	1,259	0,154	—	1,738	0,016	2,773	7,944	5,939	40,762	38,748
132	2,625	1,375	1,333	—	—	1,784	0,000	3,112	7,582	6,229	36,434	36,434
133	2,649	1,351	1,389	0,269	—	1,819	0,066	2,423	7,760	5,966	47,066	43,756
134	2,698	1,302	1,296	0,114	—	1,936	0,028	2,821	7,506	6,193	42,405	41,037
135	2,700	1,300	1,561	0,628	—	1,973	0,031	1,638	7,448	5,832	61,632	55,015
136	2,667	1,333	1,211	0,324	—	1,939	0,025	2,456	7,889	5,955	48,223	44,432
137	2,636	1,364	1,413	0,530	—	2,025	0,014	1,843	7,772	5,825	58,226	52,517
138	2,701	1,299	1,424	0,309	—	2,064	—	2,129	7,715	5,926	52,710	49,226
139	2,625	1,375	1,583	0,382	—	2,029	0,016	1,898	7,595	5,908	56,124	51,873
140	2,728	1,272	2,169	0,204	—	2,032	—	1,359	7,369	5,765	62,193	59,920
141	2,672	1,328	1,394	0,272	—	2,195	0,036	2,315	7,239	6,212	51,955	49,077
142	2,931	1,069	1,481	0,269	—	2,175	—	1,979	7,511	5,904	55,260	52,357
143	2,524	1,476	1,489	0,220	—	2,234	—	1,940	8,000	5,883	55,847	53,514
144	2,594	1,406	1,382	0,211	—	2,289	0,019	2,006	8,000	5,906	55,673	53,506
145	2,522	1,478	1,638	0,358	—	2,324	0,047	1,601	7,543	5,969	63,022	59,690
146	2,668	1,332	1,227	0,112	—	2,482	0,056	2,140	8,000	5,997	55,128	54,051
147	2,619	1,381	1,204	0,374	—	2,621	0,025	1,706	7,942	5,930	63,899	60,792
148	2,762	1,238	1,215	0,907	—	2,837	0,046	0,919	7,265	5,925	80,491	75,835
149	2,694	1,306	1,570	0,048	—	2,712	0,067	1,446	8,000	5,844	66,155	65,772
150	2,640	1,359	1,466	—	—	3,005	—	1,548	7,855	6,019	65,999	65,999
151	2,433	1,567	1,144	0,854	—	3,212	0,044	0,531	8,000	5,784	88,565	85,986
152	2,691	1,309	1,063	0,355	—	3,747	0,010	0,780	8,000	5,946	84,022	82,769
153	3,317	0,683	0,922	0,336	—	0,561	—	4,348	7,092	6,167	17,095	11,428
154	2,992	1,008	1,323	0,102	—	1,186	—	3,471	7,417	6,082	27,072	25,470
155	2,760	1,240	1,413	0,106	—	1,205	—	3,491	7,290	6,215	27,296	25,656
156	2,844	1,156	1,095	0,090	—	1,245	0,008	3,548	8,000	5,986	27,451	26,092
157	3,036	0,964	1,252	0,634	—	1,301	—	2,352	8,000	5,539	45,129	35,615

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (продолжение)

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ³⁺	Mn	Mg	OH	Σо. к.	F	f
158	3,473	0,527	0,949	0,527	—	1,348	—	2,752	7,899	5,576	40,526	32,876
159	3,147	0,853	1,161	0,264	—	1,426	0,036	3,099	7,452	5,987	35,778	32,054
160	2,898	1,102	1,429	0,142	—	1,470	0,275	2,763	7,372	6,080	40,578	38,708
161	2,931	1,069	0,873	1,015	—	1,562	0,004	2,136	8,000	5,590	54,716	42,306
162	2,840	1,160	1,174	0,224	—	1,557	0,007	3,050	7,738	6,012	36,948	33,892
163	3,032	0,968	1,110	0,383	—	1,609	0,028	2,608	8,000	5,737	43,646	38,564
164	3,002	0,998	0,904	—	—	1,642	—	3,500	8,000	6,047	31,932	31,932
165	2,632	1,368	1,224	0,676	—	1,750	—	2,304	7,558	5,955	51,292	43,167
166	2,662	1,338	1,179	0,132	—	1,815	—	2,888	8,000	6,014	40,258	38,585
167	3,307	0,693	1,099	0,869	—	1,933	0,017	1,762	7,364	5,680	61,533	52,526
168	3,272	0,728	0,759	—	—	1,833	—	3,392	8,000	5,984	35,081	35,081
169	2,670	1,330	1,073	0,148	—	1,952	—	2,880	8,000	6,054	42,176	40,402
170	3,250	0,750	0,716	—	—	1,858	—	3,442	8,000	6,017	35,054	35,054
171	3,260	0,740	0,716	—	—	1,971	—	3,546	7,558	6,233	35,725	35,725
172	2,687	1,313	1,480	—	—	2,035	—	2,340	8,000	5,916	47,236	47,236
173	3,371	0,629	0,936	0,752	—	2,082	0,115	2,018	7,132	5,904	59,378	52,132
174	2,683	1,317	1,348	0,357	—	2,057	0,039	2,296	7,415	6,098	51,654	47,722
175	3,288	0,712	0,532	0,275	—	2,066	—	3,092	7,976	5,965	43,083	40,053
176	2,756	1,244	1,403	0,295	—	2,106	—	2,400	7,137	6,204	50,012	46,740
177	2,843	1,157	1,202	0,040	—	2,109	0,028	2,578	8,000	5,958	45,783	45,328
178	3,106	0,894	0,601	—	—	2,263	—	3,310	7,946	6,173	40,607	40,607
179	3,236	0,764	0,642	—	—	2,404	—	3,379	7,270	6,426	41,573	41,573
180	3,148	0,852	0,762	0,514	—	2,715	0,009	1,787	8,000	5,788	64,440	60,388
181	2,949	1,051	1,183	0,238	—	2,814	—	1,580	8,000	5,815	65,889	64,040
182	3,074	0,926	1,128	0,147	—	2,938	0,048	1,564	8,000	5,825	66,706	65,632
183	2,605	1,395	1,505	—	—	0,709	—	3,922	7,618	6,136	15,316	15,316
184	3,281	0,719	1,666	0,486	—	1,128	0,014	2,444	7,091	5,738	39,970	31,829

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OII	Σ _{о.к}	F	f
185	2,937	1,063	1,340	0,165	—	1,131	—	3,282	7,712	5,922	28,334	25,634
186	3,035	0,965	1,516	0,502	—	1,154	0,014	2,538	7,495	5,725	39,702	31,534
187	2,845	1,155	1,470	0,011	—	1,174	—	3,551	7,263	6,206	25,015	24,844
188	2,696	1,304	1,030	0,401	—	1,380	—	3,506	7,240	6,316	33,683	28,243
189	3,236	0,764	0,856	0,163	—	1,354	—	3,633	7,735	6,005	29,457	27,152
190	2,782	1,218	0,863	0,466	—	1,555	0,027	3,032	8,000	5,944	40,320	34,286
191	2,833	1,167	1,130	0,020	—	1,480	—	3,378	8,000	6,008	30,750	30,466
192	2,787	1,213	1,185	0,286	—	1,672	0,058	2,670	8,000	5,871	43,024	39,316
193	2,674	1,326	0,842	0,481	—	1,812	0,013	2,852	8,000	6,001	44,714	39,026
194	2,688	1,312	1,422	0,264	—	1,720	0,052	2,354	8,000	5,812	46,383	42,953
195	3,087	0,913	1,058	0,130	—	1,791	0,027	2,855	8,000	5,862	40,559	38,908
196	2,799	1,201	0,975	0,263	—	1,794	0,017	2,932	7,999	5,982	41,436	38,192
197	2,694	1,306	1,128	0,144	—	1,843	0,041	2,860	8,000	6,017	41,491	39,716
198	2,871	1,129	1,323	0,529	—	1,938	0,045	2,037	7,528	5,874	55,229	49,338
199	2,688	1,312	1,160	0,178	—	1,985	—	2,663	8,000	5,987	44,826	42,707
200	3,071	0,929	1,803	0,232	—	1,979	—	1,807	7,249	5,821	55,035	52,272
201	2,735	1,265	1,018	0,261	—	2,091	0,085	2,829	7,418	6,284	46,279	43,474
202	2,515	1,485	1,149	0,250	—	2,138	0,023	2,483	8,000	6,043	49,266	46,533
203	2,656	1,344	1,239	0,389	—	2,158	0,049	2,080	7,889	5,914	55,518	51,480
204	2,797	1,203	1,247	0,139	—	2,183	0,023	2,598	7,437	6,190	47,440	45,923
205	2,744	1,256	1,153	0,201	—	2,510	0,074	2,027	7,972	5,965	57,875	56,037
206	2,674	1,326	1,121	0,255	—	2,636	—	2,121	7,683	6,133	57,676	55,406
207	2,667	1,333	1,083	0,247	—	2,988	0,027	1,756	7,781	6,111	64,886	63,072
208	2,540	1,460	1,210	0,405	—	3,241	0,053	1,013	8,000	5,923	78,498	76,474
209	2,635	1,365	1,201	0,213	—	3,611	0,055	0,905	7,980	5,985	81,086	80,206
210	2,435	1,565	1,123	0,992	0,072	1,911	0,000	1,664	7,856	5,761	64,124	53,453
211	2,874	1,126	1,213	0,467	—	2,351	0,004	1,841	7,694	5,876	60,522	56,130
212	2,421	1,579	1,414	0,325	—	2,633	—	1,575	7,976	5,947	65,262	62,578

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (продолжение)

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
213	2,763	1,237	0,956	0,910	—	2,914	0,200	0,742	7,926	5,722	84,458	80,787
214	2,491	1,509	1,302	0,955	—	2,958	0,019	0,609	7,565	5,844	86,582	83,009
215	2,990	1,010	1,124	0,565	—	3,225	—	0,747	8,000	5,661	83,533	81,192
216	2,805	1,195	0,967	0,438	—	3,304	0,137	1,048	8,000	5,895	78,736	76,660
217	2,568	1,432	1,033	0,789	—	3,334	—	0,648	8,000	5,804	86,419	83,727
218	2,616	1,384	1,378	0,156	—	3,270	0,005	1,116	8,000	5,925	75,459	74,587
219	2,601	1,399	1,369	0,648	—	3,448	0,002	0,662	7,122	6,130	86,096	83,904
220	2,831	1,169	1,508	0,174	—	3,341	—	0,721	8,000	5,744	82,986	82,256
221	2,409	1,591	0,974	0,748	—	3,714	0,027	0,471	8,000	5,934	90,507	88,821
222	2,420	1,580	0,835	0,761	—	3,683	—	0,718	7,989	5,998	86,083	83,678
223	2,632	1,368	0,852	0,814	—	4,186	—	0,000	8,000	5,851	100,000	100,000
224	2,566	1,434	1,471	0,058	—	4,137	0,005	0,403	7,758	6,074	91,239	91,127
225	2,593	1,407	1,753	0,766	—	2,340	0,020	1,009	7,112	5,888	75,607	70,059
226	3,025	0,975	1,713	0,244	—	2,669	0,026	1,333	7,044	5,985	68,801	66,908
227	3,153	0,847	1,702	0,184	—	2,636	0,119	1,158	7,364	5,798	71,730	70,403
228	2,488	1,512	1,383	0,733	—	3,071	0,054	0,588	7,737	5,829	86,785	84,175
229	3,348	0,652	1,676	0,195	—	3,190	0,116	0,446	7,532	5,624	88,692	88,105
230	2,728	1,272	1,396	0,179	—	3,392	0,046	0,929	7,813	5,942	79,557	78,717
231	2,994	1,006	1,676	0,108	—	3,436	0,195	0,450	7,493	5,864	89,256	88,972
232	2,720	1,280	1,740	—	—	3,746	0,096	0,187	8,000	5,770	95,339	95,359
233	2,560	1,440	1,562	0,386	—	3,804	0,022	0,205	7,535	5,978	95,362	94,918
234	3,761	0,082	0,000	0,807	—	—	3,262	1,963	7,820	5,875	67,460	62,434
235	2,730	1,270	1,155	0,074	—	—	0,054	4,737	8,000	6,020	2,635	1,138
236	2,981	1,019	1,102	0,051	—	0,841	0,700	3,262	7,955	5,956	32,800	32,082
237	2,905	1,095	2,102	0,413	—	2,769	—	0,115	7,784	5,398	96,522	96,025
238	2,225	1,775	1,872	0,170	—	3,630	0,005	0,230	7,918	5,907	94,298	94,048

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
239	3,030	0,970	0,599	0,137	—	0,000	0,064	5,317	8,000	6,117	3,645	1,197
240	2,810	1,190	1,182	—	—	0,043	0,000	4,778	8,000	6,004	0,899	0,899
241	2,503	1,497	1,184	—	0,293	0,083	—	4,449	8,000	6,010	7,802	1,840
242	2,688	1,312	1,238	0,019	—	0,238	0,017	4,516	8,000	6,028	5,718	5,338
243	3,226	0,774	0,716	0,108	—	0,245	0,013	4,894	8,000	5,976	6,947	5,001
244	2,800	1,200	1,129	0,120	—	0,336	0,000	4,390	8,000	5,975	9,424	7,117
245	2,527	1,473	1,007	0,336	—	0,361	—	4,478	7,765	6,182	13,468	7,457
246	2,811	1,189	1,139	0,203	—	0,499	0,024	4,243	7,629	6,109	14,616	10,974
247	2,786	1,214	1,069	0,151	—	0,503	0,006	4,268	8,000	5,997	13,404	10,672
248	3,106	0,894	1,843	0,480	0,026	0,725	0,000	2,582	7,232	5,656	32,294	21,930
249	2,979	1,021	0,758	1,420	0,013	1,827	—	1,668	7,366	5,727	66,440	52,231
250	2,433	1,567	1,058	0,932	0,072	2,137	0,002	1,506	8,000	5,707	67,611	58,885
251	2,501	1,499	1,279	0,546	0,042	2,166	—	1,919	7,726	5,953	58,936	53,023
252	2,752	1,248	1,367	0,506	—	2,936	0,079	0,821	7,956	5,710	81,102	78,607
253	2,630	1,370	1,519	0,117	—	—	0,000	4,232	8,000	5,867	2,687	0,000
254	2,938	1,062	0,937	0,148	—	—	—	4,903	8,000	5,988	2,934	0,000
255	3,486	0,514	0,647	0,087	—	0,000	0,000	5,155	8,000	5,890	1,662	0,000
256	2,866	1,134	1,023	0,135	—	0,002	0,006	4,821	8,000	5,988	2,898	0,182
257	2,608	1,392	1,296	0,101	—	0,027	—	4,574	8,000	5,998	2,731	0,596
258	2,680	1,320	1,577	0,017	—	0,031	—	4,325	7,827	5,950	1,094	0,713
259	3,483	0,517	0,798	0,501	—	0,054	—	4,256	8,000	5,609	11,536	1,263
260	2,860	1,140	0,976	0,176	—	0,065	0,002	4,775	8,000	5,994	4,838	1,370
261	2,900	1,100	0,831	0,060	0,246	0,084	0,000	4,761	8,000	6,982	7,572	1,726
262	2,910	1,090	0,947	0,138	—	0,085	—	4,833	8,000	6,002	4,407	1,730
263	3,107	0,818	0,000	—	0,883	0,100	—	5,131	8,000	6,080	16,061	1,922
264	2,838	1,162	1,059	0,299	—	0,099	—	4,629	7,631	6,086	7,921	2,091
265	3,219	0,781	0,650	0,169	—	0,103	0,011	5,049	8,000	5,982	5,309	2,216
266	3,073	0,927	0,651	0,030	0,257	0,109	0,002	4,945	8,000	5,994	7,448	2,183

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
267	3,192	0,808	0,203	0,034	0,506	0,114	0,000	5,174	8,000	6,032	11,236	2,158
268	3,144	0,856	0,615	0,202	—	0,115	—	5,088	8,000	6,020	5,865	2,214
269	2,948	1,052	1,074	0,165	0,065	0,116	0,005	4,472	7,955	5,897	7,265	2,632
270	3,184	0,816	0,403	0,134	0,182	0,126	—	5,204	8,000	6,049	7,816	2,361
271	3,010	0,990	0,931	0,146	—	0,124	—	4,755	8,000	5,956	5,393	2,552
272	2,869	1,131	0,903	0,134	0,074	0,129	0,002	4,768	8,000	6,027	6,640	2,670
273	2,773	1,227	1,139	0,056	—	0,136	—	4,684	8,000	6,016	3,945	2,822
274	3,406	0,594	0,586	0,067	—	0,139	0,002	5,426	7,498	6,221	3,713	2,547
275	2,821	1,179	0,999	0,158	—	0,153	—	4,701	8,000	6,011	6,209	3,162
276	2,899	1,101	0,554	0,403	0,120	0,156	—	4,779	8,000	6,024	12,440	3,168
277	2,873	1,127	0,980	0,262	—	0,174	—	4,525	8,000	5,942	8,800	3,704
278	3,063	0,937	0,974	0,024	—	0,192	—	4,780	8,000	5,970	4,330	3,871
279	2,988	1,012	1,935	0,238	—	0,272	—	3,204	7,540	5,649	13,744	7,823
280	3,158	0,842	0,806	0,167	0,008	0,276	0,005	4,670	8,000	5,932	8,872	5,664
281	3,165	0,835	0,723	0,077	—	0,274	—	4,943	8,000	6,017	6,630	5,248
282	2,891	1,109	0,942	0,189	—	0,317	—	4,641	7,798	6,090	9,838	6,393
283	3,126	0,874	1,305	0,171	—	0,325	—	3,969	7,854	5,793	11,121	7,577
284	3,069	0,931	0,754	0,143	0,001	0,398	0,006	4,716	8,000	6,016	10,398	7,879
285	2,710	1,290	1,090	0,135	0,036	0,404	0,000	4,404	7,889	6,084	11,556	8,413
286	2,709	1,291	1,248	0,181	—	0,428	0,024	4,049	8,000	5,931	13,530	10,051
287	3,185	0,815	0,659	0,241	—	0,445	0,016	4,659	7,875	6,020	13,101	9,016
288	3,522	0,478	0,916	0,068	0,041	0,554	0,009	4,456	7,361	6,045	13,124	11,227
289	2,597	1,403	1,675	0,114	—	0,568	0,012	3,438	8,000	5,807	16,816	14,454
290	2,980	1,020	1,215	0,084	—	0,591	0,007	4,066	7,796	5,962	14,370	12,826
291	2,646	1,354	1,183	0,134	—	0,650	0,026	4,025	8,000	6,018	16,762	14,381
292	2,720	1,280	1,250	0,106	—	0,773	0,003	3,830	8,000	5,962	18,734	16,857
293	2,602	1,398	1,416	0,511	—	0,842	—	3,154	7,622	5,924	30,033	21,078
294	2,633	1,367	1,524	0,200	—	0,840	0,007	3,434	7,633	6,005	23,369	19,794

№ анализа	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Cr	Fe ³⁺	Mn	Mg	OH	Σ _{о.к}	F	f
295	2,533	1,467	1,881	0,391	—	0,991	0,003	2,331	8,000	5,598	37,273	29,904
296	2,597	1,403	1,165	0,358	—	1,086	0,002	3,329	8,000	5,940	30,279	24,634
297	2,653	1,347	0,941	0,127	—	1,387	0,087	3,665	7,863	6,288	30,403	28,684
298	2,580	1,420	1,310	0,218	—	1,507	0,022	2,889	8,000	5,946	37,688	34,604
299	2,643	1,357	1,461	—	—	1,552	—	2,934	8,000	5,948	34,590	34,590
300	2,504	1,496	1,103	0,410	—	1,700	—	2,777	8,000	5,990	43,159	37,958
301	2,653	1,347	1,498	0,496	—	1,900	—	2,232	7,102	6,126	51,780	45,988
302	2,693	1,307	1,411	0,298	—	2,186	0,042	2,241	7,241	6,178	52,983	49,847
303	3,023	0,977	0,942	0,311	—	2,262	0,019	2,329	8,000	5,862	52,672	49,479
304	2,734	1,266	1,166	0,787	—	2,334	0,002	1,591	7,555	5,879	66,255	59,492
305	2,854	1,146	1,157	0,852	—	2,557	0,026	1,163	7,623	5,757	74,706	68,951
306	2,734	1,266	1,175	0,170	—	2,478	—	2,139	8,000	5,961	55,313	53,672
307	2,872	1,128	1,165	—	—	2,675	—	2,549	7,185	6,389	51,199	51,199
308	2,692	1,308	1,977	0,043	—	2,776	0,057	1,159	7,263	6,012	71,275	70,965
309	2,742	1,258	1,642	0,623	—	2,917	0,004	0,594	7,432	5,780	85,646	83,100
310	2,726	1,274	0,967	1,049	—	3,182	0,113	0,317	8,000	5,629	93,201	91,225
311	2,433	1,567	1,144	0,854	—	3,212	0,044	0,531	8,000	5,784	88,565	85,986
312	2,356	1,644	1,051	0,877	—	3,303	0,082	0,612	7,864	5,926	87,435	84,678
313	2,678	1,322	1,131	0,386	—	3,464	0,000	0,921	8,000	5,902	80,694	78,994
314	2,517	1,483	1,059	0,791	—	3,584	0,008	0,374	8,000	5,816	92,140	90,571
315	2,648	1,352	0,633	1,064	—	3,709	0,002	0,601	7,635	6,010	88,813	86,053
316	2,518	1,482	1,437	0,072	—	4,165	0,005	0,403	7,812	6,082	91,331	91,196

*** Кроме того, в хлоритах присутствует Ni в следующих количествах (в единицах кристаллохимической формулы): в анализе 2—0,070; 3—0,020; 7—0,023; 13—0,020; 30—0,010; 37—0,017; 38—0,017; 42—0,011; 49—0,017; 52—0,332; 53—0,306; 54—0,0171; 55—0,029; 56—0,256; 57—0,023; 58—0,406; 59—0,456; 60—0,012; 117—0,012; 123—0,017; 249—0,041; 263—0,041; 0,075 кристаллических единиц Cr в тетраэдрической координации; 272—0,17; 276—0,012; 283—0,023; 285—0,015.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аршинов В. В., Уралский Б. П. 1936. Козьмодемьяновское и Керябинское месторождения талька на Южном Урале. Тальк.— Труды ВИМС, вып. 107.
- Барт Т. 1956. Теоретическая петрология. М., ИЛ.
- Бевзенко П. Е. 1954. К вопросу о железистых хлоритах из осадочных железорудных толщ Сибири.— Труды Дальневосточного политехн. ин-та, вып. 43.
- Белевцев Я. Н., Тахтуев Г. В., Стрыгин А. И., Мельник Ю. П. и др. 1962.— Геология Криворожских железорудных месторождений. Изд-во АН УССР, т. 1.
- Белюсов А. Ф., Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н. и др. 1964. Об опыте использования расчетов на ЭВМ при решении петрохимических и минералогических задач.— Геология и геофизика, № 6.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. 1950. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. Сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ.
- Бриндли Г. В., Робинсон К. 1955. Хлоритовые минералы.— Сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». ИЛ.
- Виноградская Г. М. 1960. Хлорит из Войкар-Сыньинского перидотитового массива на Полярном Урале.— Записки Всес. мин. об-ва, ч. 89, вып. 3.
- Вистелиус А. Б. 1950. О минеральном составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокрака Южного Дагестана и аллювия Волги.— Докл. АН СССР, т. 71, № 2.
- Вистелиус А. Б. 1956. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии. ЗВМО, ч. 85, № 1.
- Владимиров Б. М. 1962. Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 10.
- Гершойг Ю. Г. 1949. К характеристике железистых хлоритов Криворожья.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 3.
- Гинзбург И. И., Рукавишников А. А. 1951. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР.
- Глазунов О. М. 1961. К минералогии магнезиально-железистых хлоритов одного из титаномагнетитовых месторождений Восточного Саяна.— Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 120, стр. 21—29.
- Гольдин С. В., Кутюлин В. А. 1964. К петрохимии траппов катангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы.— Сов. геология, № 12.
- Громова Е. Н. 1959. Околорудные изменения вмещающих пород одного золоторудного месторождения в Восточном Саяне.— Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 2.
- Грум-Гржимайло С. В., Кожина Т. К. 1958. Хлориты из хрусталеносных жил Приполярного Урала.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 12.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. 1964а. Пироксены эклогитовой фации, жадеитовых пород и глаукофановых сланцев.— Труды ИГИГ СО АН СССР. Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, № 2.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. 1964б. Парагенетические типы и зависимость состава метаморфических пироксенов от условий образования и состава вмещающих пород.— Сов. геология, № 12.
- Дорохотов М. Н. 1957. О новой разновидности хлорита из железистых кварцитов Галещинского месторождения Кременчугского района.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 11.
- Дорохотов М. Н. 1963. Парагенезис гипергенных минералов в богатых железных рудах Галещинского месторождения Кременчугского района.— Сб. «Кора выветривания», вып. 5.
- Дымкин А. М. 1962. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

- Еремеев В. П. 1962. Дуниты Восточной Тувы и связанное с ними минералообразование.— Труды ИГЕМ, вып. 77.
- Заварицкий В. А. 1950. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданные месторождения им. III Интернационала (бывш. Сан-Донато) на Среднем Урале.— Сб. «Колчеданные месторождения Урала».
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. 1961. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. Госгеолтехиздат.
- Зленко Б. Ф. 1962. Изменения вмещающих пород и стадии минерализации на Вавилонском месторождении (Рудный Алтай).— Геология руд. месторожд., № 1.
- Иванова В. П. 1949. Хлориты.— Труды ГИН АН СССР, серия петрогр., вып. 120, № 35.
- Иванова В. П., Корнилов Н. А. 1958. Асбестовидный (поперечно-волокнистый) хлорит из медно-никелевого месторождения.— Докл. АН СССР, т. 119, № 1.
- Искюль В. И. 1917. Исследования в области химической конституции силикатов. Хлориты.
- Ицксон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г. и др. 1959. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Геология, вещественный состав, генезис.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 27.
- Кавардин Г. И. 1959. Хлориты из Цагинского титаномагнетитового месторождения.— Сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», т. I, стр. 49—54, Кировск.
- Кац А. Л. 1941. Сравнительная характеристика продуктов выветривания и роль хлоритов в образовании обогащенных никелем участков на Шелектинском месторождении.— Труды ГИН АН СССР, вып. 41, серия рудн. месторожд., № 5, стр. 83—99.
- Кашкай М. А. 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН Азерб.ССР.
- Ковалев Г. А. 1956. Рентгеновское исследование железо-магнезиальных хлоритов. Кристаллография, вып. 5.
- Коренбаум С. А. 1965. Об условиях формирования месторождений талька и талькового камня.— Геология и геофизика, № 5.
- Коржинский А. Ф. 1959. Термооптические исследования некоторых хлоритов Восточной Сибири.— Записки Вост.-Сиб. отдел. Всес. мин. об-ва, вып. 1.
- Коржинский Д. С. 1963. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем.— Сб. «Химия земной коры», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Корнилов Н. А. 1959. Хлориты из медно-никелевого месторождения в Печенегском районе.— Сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», т. 1. Кировск.
- Корнилов Н. А. 1960. О рентгенометрическом определении железо-магнезиальных хлоритов.— Записки Всес. мин. об-ва, ч. 89, вып. 2.
- Кротов Б. П. 1936. Труды СОПС, серия Уральская, т. 1, вып. 3.
- Кузнецов Е. А., Чеховских М. М. 1960. О составе и дисперсии двупреломления клинохлора из Карабаша на Урале.— Вестник МГУ, серия геол., № 4.
- Кузнецов Е. А. 1962. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат.
- Кувковский Е. Г. 1956. Гидрохлорит из коры выветривания амфиболита юга Украинского кристаллического массива.— Докл. АН СССР, т. 108, № 4.
- Курнаков Н. С., Черных В. В. 1926. Физико-химическое исследование змеевиков и хлоритов.— Записки Росс. Мин. об-ва, ч. 55, серия II, вып. 1.
- Лавренко Е. И., Лазько Е. М. 1959. Три хлорита из хрусталеносных кварцевых жил.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 13.
- Лавренко Е. И., Лазько Е. М. 1962. К характеристике хлоритов из хрусталеносных кварцевых жил.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 16.
- Ладиева В. Д. 1956. О двух хлоритах из метаморфического комплекса Кинского района магнитных аномалий.— Геол. ж., № 16, № 2.
- Лазаренко Е. К. 1950. Минералогическая характеристика донбасситов. Докл. АН СССР, т. 72, № 4.
- Лебедев Ю. С. 1958а. Никелевый гидрохлорит коры выветривания Побужья.— Доповіді АН УССР, № 10.
- Лебедев Ю. С. 1958б. О щелочном хлорите Побужья. Доповіді АН УССР, № 9.
- Левина С. Д. 1939. К вопросу о минералогии Новокиевского железорудного месторождения Халиловского района.— Труды МГИ, т. 15.
- Лукомский Я. Н. 1958. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. М., Гос. статистич. изд-во.
- Мирончук М. Г. 1963. Хлориты из ультраосновных горных пород интрузии Норильск I.— Уч. записки НИИ геол. Арктики, гос. геол. ком-та СССР, Региональная геол., вып. 1.
- Михеев В. И. 1953. Определение минералов группы хлоритов рентгенометрическим методом.— Записки Всес. мин. об-ва, серия II, ч. 82, вып. 3.

- Михеев В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госнаучтехиздат.
- Овчинников Л. Н. 1960. Контактново-метасоматические месторождения среднего и северного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та, Уральский филиал АН СССР, вып. 39.
- Озеров К. Н., Быховер Н. А. 1936. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимптонского района Якутской АССР.— Труды ЦНИГРИ, вып. 82.
- Онтоев Д. О. 1956. О составе и условиях образования железистых хлоритов некоторых гидротермальных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Островский И. А., Петров В. П. 1940. Материалы по связи оптики и химического состава магnezияльно-железистых слюд.— Труды ГИН АН СССР, вып. 36.
- Павлов Н. В. 1961. Магнитомагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.— Труды ИГЕМ, вып. 52.
- Плохинский Н. А. 1961. Биометрия. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Пожарицкая Л. К. 1958. Гидротермальные околорудные хлориты некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Изв. вузов, геол. и разв., № 4.
- Половинкина Ю. Ир., Иванова В. П. 1953. О некоторых хлоритах и гидрослюдах Кривого Рога.— Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. II. Изд-во АН СССР.
- Равич М. Г. 1961. Анализ парагенезисов минералов в протерозойских метаморфических породах Таймыра.— Сб. «Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. I. Изд-во АН СССР.
- Ракчеев А. Д. 1956. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденениям в районе Южно-Кузнецкого месторождения на Среднем Урале.— Сов. геология, сб. 51.
- Рахманов В. П. 1962. Богатые железные руды коры выветривания Курской магнитной аномалии. Изд-во АН СССР.
- Романовский В. И. 1961. Математическая статистика. Изд-во АН Узб.ССР.
- Самойлов Я. В. 1906. Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа (Донецкий бассейн).
- Сарманов О. В., Вистелиус А. Б. 1959. О корреляции между процентными величинами.— Докл. АН СССР, т. 126.
- Семеновенко Н. П. и др., 1956. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев, Изд-во АН УССР.
- Сердюченко Д. П. 1935. Геологический возраст серпентинитов северо-западного Кавказа.— Уч. записки Ростовск. ун-та, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. 1947. Хлориты из диабазов Тимана.— Докл. АН СССР, 56, № 8.
- Сердюченко Д. П. 1953. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— Труды ГИН, вып. 140.
- Сердюченко Д. П. 1960. Хлориты из докембрийской коры выветривания на железорудном месторождении Сивагли.— Сб. «Железные руды Южной Якутии». М., Изд-во АН СССР.
- Смирнов С. С. 1948. Заметка о хлоритах оловянных месторождений.— Записки Ленингр. горн. ин-та, т. 17—18.
- Соболев В. С. 1949. Введение в минералогия силикатов. Изд. Львовск. ун-та.
- Соболев В. С. 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4.
- Соболев В. С. 1964. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геология и геофизика, № 1.
- Соболев В. С., Костюк Е. А. 1965. Минералогия амфиболов. Очерк 1. Группа ромбических амфиболов (антофиллита—жедрита).— Сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 3.
- Соболев Н. В. 1964. Парагенетические типы гранатов. М., Изд-во «Наука».
- Сokolova Е. И. 1962. Физико-химические исследования осадочных железных и марганцевых руд и вмещающих их пород.— Изд-во АН СССР.
- Старков Н. П. 1957. Хлориты из кварцевых жил плато Кваркуш на Урале.— Записки Всес. мин. об-ва, ч. 36, № 4.
- Талдыкина К. С. 1962. Минералогия полиметаллических месторождений Кличкинской группы восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР.
- Тащанина М. В. 1957. Хлориты.— В кн. «Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая». Изд-во АН КазССР, т. II.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж., 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ.
- Усенко И. С. 1960. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР.
- Урбах В. Ю. 1963. Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР.

- Ушакова З. Г. 1962. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 80.
- Формозова Л. Н. 1959. Железные руды Северного Приаралья.— Труды ГИН, вып. 20.
- Халд А. 1956. Математическая статистика с техническими приложениями. М., ИЛ.
- Химические анализы породообразующих минералов и изверженных горных пород. Изд-во «Наука», 1964.
- Чирвинский П. Н. 1953. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковск. ун-та.
- Шабунин Л. И. 1949. Два хлорита из Южной Якутии.— Записки Мин. об-ва, вып. 4.
- Шилин Л. Л. 1953. О хлоритах из Прасковье-Евгениевской копи Шишимских гор на Южном Урале.— Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Шилин Д. М., Иванова В. П. 1954. Хлоритсодержащие породы.— Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат.
- Albee A. L. 1962. Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series.— Amer. Mineralogist, v. 47, № 7—8.
- Avias J. 1956. Des phénomènes de chloritisation, de serpentinitisation et de feldspathisation en Nouvelle Calédonie.— Compt. rend. Soc. géol. France, v. 6, p. 307.
- Bannister F. A., Whittard W. F. 1945. A magnesian chamosite from the Wenlock Limestone of Wickwar, Gloucestershire.— Mineral. Mag., v. 27, p. 99.
- Banno S. 1958. Glaucofanite schists and associated rocks in the Omi District, Japan.— Japan. J. Geol. and Geogr., v. 29, p. 29.
- Batley M. H. 1956. The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand.— Geol. Mag., v. 93, p. 89.
- Bilgrami S. A. 1960. Serpentinite-limestone contact at Taleri Mohammad Jan, Zhob Valley, West Pakistan.— Amer. Mineralogist, v. 45, p. 1008.
- Bilgrami S. A., Howie R. A. 1960. The mineralogy and petrology of a rodingite dike, Hindubagh, Pakistan.— Amer. Mineralogist, v. 45, № 7—8, p. 791.
- Brindley G. W., Ali S. Z. 1950. X-ray study of thermal transformations in some magnesian chlorite minerals.— Acta crystallogr., v. 3, p. 25.
- Brindley G. W. 1951. The crystal structure of some chamosite minerals.— Mineral. Mag., v. 29, p. 502.
- Brindley G. W., Oughton B. M., Robinson K. 1950. Polymorphism of the chlorites. I. Ordered structures.— Acta crystallogr., v. 3, p. 408.
- Brindley G. W., Gillery F. H. 1956. X-ray identification of chlorite species.— Amer. Mineralogist, v. 41, p. 169.
- Brindley G. W., Oughton B. M., Youell R. F. 1951. The crystal structure of amesite and its thermal decomposition.— Acta crystallogr., v. 4, p. 552.
- Brindley G. W., Youell R. F. 1951. A chemical determination of tetrahedral and octahedral aluminium ions in a silicate.— Acta crystallogr., v. 4, p. 495.
- Brindley G. W., Youell R. F. 1953. Ferrous chamosite and ferric chamosite.— Mineral. Mag., v. 30, p. 57.
- Brown G. 1955. The effect of isomorphous substitutions on the intensities of (ool) reflections of mica- and chlorite-type structures.— Mineral. Mag., v. 30, p. 657.
- Brown E. H. 1963. The geology of the Mt Stoker (Area, Eastern Otago). Part I. Metamorphic geology.— New Zealand journal of geology and geophysics, v. 6, № 5.
- Brown B. E., Bailey S. W. 1962. Chlorite polytypism: 1. Regular and semi-random one-layer structures.— Amer. Mineralogist, v. 47, № 7—8.
- Chayes F. 1960. On correlation between variables of constant sum.— J. Geophys. Res., v. 65, p. 4185—4193.
- Chayes F. 1962. Numerical correlation and petrographic variation.— J. Geol., v. 70, № 4.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 1962. Rock-forming minerals, v. 3. Longmans.
- Deudon M. 1955. La chamosite orthorhombique du mineral de Sainte-Barbe souche grise.— Bull. Soc. franç. minéral. et cristallorg., v. 78, № 7—9, p. 475—480.
- Doelter C. 1917. Handbuch der Mineralchemie, Bd. II (2), S. 635—670; II (3), S. 323—355.
- Dschang G. L. 1931. Die Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung und den physikalischen Eigenschaften in der Chlorit-gruppe.— Chem. Erde, 6, S. 416—439.
- Du Rietz T. 1935. Peridotites, serpentinites and soapstones of Northern Sweden.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., bd. 57, h. 2, № 401.
- Engel A. E. J., Engel C. G. 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part II. Bull. Geol. Soc. America, v. 71, p. 1—58.

- Engelhardt W. von. 1942. Die Strukturen von Thuringit, Bayalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe.— Z. Kristallogr., Bd. 104, S. 142.
- Fawcett J. J. 1962—1963. The upper stability limit of magnesian chlorites to 10 kilobars $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$.— Annual Rept Director Geophys. Lab., № 1412.
- Flaschen S. S., Osborn E. F. 1957. Studies of the system iron oxide-silica-water at low oxygen partial pressures.— Econ. Geol., v. 52, № 8, p. 923.
- Foster M. D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites.— Geol. Surv. Profess. Paper, 414—A.
- Fron del C. 1955. Two chlorites: gonyerite and melanolite.— Amer. Mineralogist, v. 40, p. 1090—94.
- Fron del C. 1962. Polytypism in cronstedtite.— Amer. Mineralogist, v. 47, № 5—6;
- Gallitelli P. 1954. Sopra una clorite (penninite) della valle del Dragone nell Appennino emiliano.— Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., Bd. 4, № 1—4.
- Gillery F. H. 1959. The X-ray study of synthetic Mg—Al serpentines and chlorites.— Amer. Mineralogist, v. 44, № 1—2.
- Gossner B. 1935. Ueber Cronstedtit von Kisbanya.— Zbl. Mineral., Abt. A, 195—201.
- Greenwood H. J. 1963. The synthesis and stability of anthophyllite.— J. Petr., v. 4, № 3.
- Griggs D. T., Kennedy G. C. 1956. A simple apparatus for high pressures and temperatures.— Amer. J. Sci., v. 254, № 12.
- Gruner J. W. 1936. The structure and chemical composition of greenalite.— Amer. Mineralogist, v. 21, p. 449.
- Gruner J. W. 1944. The koalinite structure of amesite and additional data on chlorites.— Amer. Mineralogist, v. 29, p. 422.
- Halferdahl L. B. 1961. Chloritoid: Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence.— J. Petr., v. 2, № 1.
- Hallimond A. F. 1939. On the relation of chamosite and daphnite to chlorite group, with chemical analyses by C. O. Harvey and X-ray measurements by F. A. Bannister.— Mineral. Mag., v. 25, 441—464.
- Hendricks S. B. 1939. Random structure of layer minerals as illustrated by cronstedtite ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).— Amer. Mineralogist, v. 24, p. 529—539.
- Hess H. 1933. Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusive at Schuyler Virginia.— Amer. J. Sci. Ser. 5, v. 26, p. 377.
- Hey M. H. 1954. An new review of the chlorites.— Mineral. Mag., v. 30, p. 277.
- Hla Th a. 1945. Electrolysis of mineral silicates: an experimental study of rock-weathering.— Mineral. Mag., v. 27, № 191, p. 137.
- Holzner J. 1938. Eisenchlorite aus dem Lahngebiet.— Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 73, H. 3.
- Hödl A. 1941. Über Chlorite der Ostalpen.— Neues Jahrb. Min., Bl. Bd. 77, H. 1.
- Hutton C. O. 1936. Mineralogical notes from the university of Otago.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, v. 66, p. 35.
- Hutton C. O. 1938a. The stilpnomelane group of minerals.— Mineral. Mag., № 163, p. 172.
- Hutton C. O. 1938b. A chemical and optical study of a low-grade metamorphic actinolitic amphibole from Coronet Peak, Western Otago, New Zealand.— Mineral. Mag., v. 25, № 163, p. 207—211.
- Hutton C. O. 1940. Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand.— Dept. Sci. Ind. Res. New Zealand, Geol. Mem., № 5.
- Hutton C. O., Seelye F. T. 1945. Contributions to the mineralogy of New Zealand. Pt. 1.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, v. 75, p. 160—168.
- Hutton C. O., Seelye F. T. 1957. Contributions to the mineralogy of New Zealand. Pt. 3.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, v. 76, p. 581.
- Hutton C. O., Turner F. J. 1936. Metamorphic zones in north-west Otago.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, v. 65, p. 405.
- Jakob J., Quervain F. de 1939 (1940). Zwei Chloritsande aus alpinen Zerrklüften.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., Bd. 19, S. 307—309.
- James H. L. 1955. Zones of regional metamorphism in the Pre—Cambrian of Northern Michigan.— Bull. Geol. Soc. America, v. 66, p. 1455.
- Jaskólski S. 1960. Beitrag zur Kenntnis über die Herkunft der Zinnlagerstätten von Gierczyn im Iser—Gebirge, Niederschlesien. Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., v. 94, 181—190.
- Jolliffe F. 1935. A study of greenolite.— Amer. Mineralogist, v. 20, p. 405.
- Kitahara J. 1955. On the new leuchtenbergite and its associated chromite from the Hinokami mine, Tottori prefecture.— J. Japan. Assoc. Mineral. Petrogr. and Econ. Geol., v. 39, p. 167—175.
- Lapham D. M. 1958. Structural and chemical variation in chromium chlorite.— Amer. Mineralogist, v. 43, № 9—10.
- Macgregor A. M. 1941. Native gold and silver with other minerals from the old West mine, Penbalonga, Southern Rhodesia.— Mineral. Mag., v. 26, p. 97.

- Ma j e r V. 1957. Nekoliko minerala iz Serpentina, južno od Kessaba u sjeverozapadnoj Siriji. Годишен зб. Филоз. фак. Ун-г Скопје. Природно-матем. одд., 10, 143—152.
- M a s o n B. 1962. Metamorphism in the Southern Alps of New Zealand.— Bull. Amer. Museum Natur. History, v. 123, art. 4.
- M a t h i a s M. 1952. A note on two actinolites and a chlorite from the Prieska district, Cape Province.— Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 55, p. 13.
- M a u g u i n G. 1928. Étude des chlorites au moyen des rayons X. C. r. Acad. sci. Paris, t. 186, p. 1852.
- M a u g u i n G. 1930. La maille cristalline des chlorites.— Bull. Soc. franç. minéral., v. 53, p. 297.
- M c M u r c h y R. C. 1934. The crystal structure of the chlorite minerals.— Z. Kristallogr., Bd. 88, S. 420.
- M e l o n J. 1938. Description des chlorites et clintonites belges.— Acad. roy. Belgique, Cl. sci., Mem. (in-8°), v. 17, № 4.
- M e r i l ä i n e n K. 1961. Albite diabases and albitites in Enontekiö and Kittilä, Finland.— Bull. Commiss. géol. Finlande, № 195.
- M i y a s h i r o A. 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 4, p. 179—208.
- M i y a s h i r o A. 1957. Chlorite of crystalline schists.— J. Geol. Soc. Japan, v. 63, p. 1.
- M i y a s h i r o A. 1958. Regional metamorphism of the Gosaisyo — Takanuki District in the Central Abukuma Plateau.— J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, v. 11, p. 219.
- M o n t o y a J. W., B a u r G. S. 1963. Nickeliferous serpentines, chlorites and related minerals found in two lateritic ores.— Amer. Mineralogist, v. 48, № 11—12.
- N e l s o n B. W., R o y R. 1958. Synthesis of chlorites and their structural and chemical constitution.— Amer. Mineralogist, v. 43, № 7 and 8.
- O r c e l J. 1927. Recherches sur la composition chimique des chlorites.— Bull. Soc. franç. minéral., v. 50.
- O r c e l J., C a i l l è r e S., H é n i n S. 1950. Nouvel essai de classification des chlorites.— Mineral. Mag., v. 29, № 211, p. 329—340.
- O r c e l J., H é n i n S., C a i l l è r e S. 1949. Sur les silicates phylliteux des minerais de fer oolithiques.— C. r. Acad. sci. Paris, t. 229, p. 134.
- O u g h t o n B. M. 1957. Order-disorder structures in amesite.— Acta crystallogr., v. 10, p. 692.
- P a r j a d i s d e L a r i v i e r e N. 1960. Quelques précisions sur les formations spilitiques de la couverture triasique du massif cristallin du Grand-Châtelard (Savoie).— Bull. Soc. géol. France, 7 sér., t. 2, № 1, p. 108—112.
- P a u l i n g L. 1930. The structure of the chlorites.— Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., v. 16, p. 578.
- P e t r u k W. 1964. Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the x-ray diffractometer.— Amer. Mineralogist, v. 49, № 1—2.
- P h i l l i p s W. R. 1963. A differential thermal study of the chlorites.— Mineral. Mag., v. 33, № 260.
- P o t t e r P. E., S h i m p N. F., W i t t e r s J. 1963. Trace elements in marine and freshwater argillaceous sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 27, № 6.
- П р о т и ћ М., 1956. Минералогско-геолошка студија оолитних руда гвожђа Србије.— Геол. ан. Балк. Пол., књ. XXIV, Београд, p. 323.
- R a m b e r g H. 1952a. The origin of metamorphic and metasomatic rocks.— Univ. Chicago Press.
- R a m b e r g H. 1952b. Chemical bonds and distribution of cations in silicates.— J. Geol., v. 60, № 4.
- R e e d J. J. 1958. Regional metamorphism in SE. Nelson.— Bull. Geol. Surv. New Zealand, v. 60.
- R o s s C. S., S h a n n o n E. V. 1925. Mordenite and associated minerals from near Challis, Custer County, Idaho.— Proc. U. S. Nat. Museum, v. 64.
- R o y R., O s b o r n E. F. 1954. The system $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$.— Amer. Mineralogist, v. 39, № 11—12.
- R o y D. M., R o y R. 1954. An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentines and related layer silicate minerals.— Amer. Mineralogist, v. 39, p. 957.
- R o y D. M., R o y R. 1955. Synthesis and stability of minerals in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$.— Amer. Mineralogist, v. 40, № 3—4.
- S a k s e l a M. 1960. Beiträge zur Kenntnis der sogenannten chloritischen Kupferformation in fennoskandischen Grundgebirge.— Neues Jahrb. Mineral. Anhandl., Bd. 94, S. 319—351.
- S c h o e n R. 1962. Semi-quantitative analysis of chlorites by X-ray diffraction.— Amer. Mineralogist, v. 47, p. 1384.
- S c h ü l l e r A. 1962. Zur Systematik der Glimmer- und Tonminerale.— Chemie Erde, Bd. 22.
- S e g n i t E. R. 1963. Synthesis of clinocllore at high pressures.— Amer. Mineralogist, v. 48, № 9 and 10.

- Seitsaari J. 1954. Paragenesis of bytownite, chlorite and manganoan garnet from Kangasala, Finland.— Bull. Commiss. géol. Finlande, № 166, p. 75.
- Seki Y. 1958. Glauconitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan.— Japan. J. Geol. and Geogr., v. 29, p. 233.
- Seki Y., Kuriyagawa S. 1962. Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinite of Kanasaki, Kanto Mountains, Central Japan.— Japan. J. Geol. and Geogr., transact., v. 33, № 1.
- Shido F., Miyashiro A. 1959. Hornblendes of basic metamorphic rocks.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. 2, 12, p. 85—102.
- Shirozu H. 1958. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colors.— Mineral. J., v. 2, № 4, p. 209—223.
- Smith W. C. 1924. On a compact chlorite from Bernstein, Austria.— Mineral. Mag., v. 20, 241—244.
- Smith W. W. 1960. Some interstratified clay minerals from basic igneous rocks.— Clay Minerals. Bull., v. 4, 182—190.
- Steadman R. 1964. X-ray diffraction by a layer silicate containing stacking faults.— Nature, v. 201, № 4914, p. 63—64.
- Steadman R., Youell R. F. 1957. Crystallography and thermal transformations of cronstedtite.— Nature, v. 180, p. 1066.
- Steadman R., Youell R. F. 1958. Mineralogy and crystal structure of greenalite.— Nature, v. 181, p. 45.
- Steinfink H., Bruntton G. 1956. The crystal structure of amesite.— Acta crystallogr., v. 9, p. 487.
- Steinfink H., 1958. The crystal structure of chlorites. I. A monoclinic polymorph.— Acta crystallogr., v. 11, p. 191.
- Steyn J. G. D. 1962. The mineralogy of the more important tinbearing pipes on Stavoren.— Geol. Surv. South Africa, mem. 51.
- Stone R. L., Weiss E. J. 1955. Examination of four coarsely crystalline chlorites by X-ray and high-pressure d. t. a. techniques.— Clay Minerals Bull., v. 2, № 13.
- Strunz H. 1957. Mineralogische Tabellen. Leipzig.
- Sturt B. A. 1962. The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism.— J. Petr., v. 3, № 2.
- Tilley C. E. 1938. The status of hornblende in low-grade metamorphic zones of green schists.— Geol. Mag., v. 75, p. 497.
- Tuddenham W., Lyon R. I. P. 1959. Relation of infrared spectra and chemical analysis for some chlorites and related minerals.— Analyt. Chem., № 3.
- Turnock A. C. 1959—1960. The stability of iron chlorites.— Annual. Report Director Geophys. Lab., № 1340.
- Viswanthiah M. N. 1956. Kaemmererite from Sindhuvali mines, Mysore District.— Current Sci., v. 25, № 4, 114—115.
- Vivaldi J. L. M., Gallego M. R. 1961. Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction. II. Chlorite, swelling chlorite and montmorillonite.— Clay Minerals Bull., v. 4, № 26.
- de Vore G. W. 1955a. The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements.— J. Geol., v. 63, p. 159.
- de Vore G. W. 1955b. Crystal growth and the distribution of elements.— J. Geol., v. 63, p. 471.
- Winchell A. N. 1926. Chlorite as a polycomponent system.— Amer. J. Sci., № 11, 284—300.
- Winchell A. N. 1936. A third study of chlorite.— Amer. Mineralogist, v. 21, 642—651.
- Winkler H. G. F. 1957. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. I. Hydrothermale Metamorphose Karbonat-freier Tone.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 13, № 1, p. 42—69.
- Winkler H. G. F., Platen H. von. 1958. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. II. Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 15, p. 91.
- Wiseman J. D. H. 1934. The Central and Southwest Highland epidiorites: a study in progressive metamorphism.— Quart. J. Geol. Soc., v. 90, p. 354.
- Yoder H. S. 1952. The MgO — Al₂O₃ — SiO₂ — H₂O system and related metamorphic facies.— Amer. J. Sci., Bowen Volume, p. 569—627.
- Youell R. F. 1955. Mineralogy and crystal structure of chamosite.— Nature, v. 176, p. 560.
- Zen E - a n. 1960. Metamorphism of lower paleozoic rocks of Taconic range in Vermont.— Amer. Mineralogist, v. 45, № 1 and 2.

Предисловие	5
Введение	7
Г л а в а 1. Кристаллохимическая формула хлоритов и методика отбора анализов	9
Общие положения	9
«Железистые оксихлориты»	10
Роль H_2O в хлоритах	13
Недостаток H_2O	15
Избыток H_2O	17
Краткие выводы	17
Положение Fe_2O_3 в хлоритах	17
Cr_2O_3 в хлоритах	21
Положение Ca , $(Na + K)$ в хлоритах	21
Роль Ti	23
Пересчет химических анализов	23
Г л а в а 2. Парагенетические типы хлоритов	24
Магнезиальные хлориты	25
Хлориты из серпентинитов и тальк-магнезитовых месторождений	25
Хромовые хлориты из ультрабазитов (в парагенезисе с хромитами) и никельсодержащие хлориты из никеленосной коры выветривания	28
Хлориты из десилицированных пород в гипербазитах и эписланцев (в ассоциации с корундом, диаспором и маргаритом)	31
Хлориты из контактово-метасоматических пород в парагенезисе с кальциевым гранатом и эпидотом, включая хлориты в ассоциации с магномагнетитом	33
Хлориты из полиметаллических месторождений	35
Сравнение средних составов парагенетических типов, представленных магнезиальными хлоритами	36
Железо-магнезиальные хлориты	37
Хлориты из зеленых сланцев, кварцевых жил и гранитов	37
Соотношение железистости хлоритов и других фемических минералов	44
Экспериментальное изучение устойчивости хлоритов и физические условия метаморфизма фации зеленых сланцев	50
Хлориты из основных изверженных пород	54
Хлориты из медных месторождений	55
Сравнение средних составов парагенетических типов, представленных железо-магнезиальными хлоритами	56
Железистые хлориты	57
Хлориты из осадочных железных руд и песчаников	57
Хлориты из сульфидно-касситеритовых месторождений	58
Сравнение средних составов парагенетических типов хлоритов	58
Классификация хлоритов	62
Септохлориты	70

Глава 3. Физические свойства хлоритов	74
Зависимость оптических свойств хлоритов от состава	74
Удельный вес	80
Рентгеноструктурное исследование хлоритов	80
Структура хлоритов	80
Зависимость параметров элементарной ячейки (c_0 и b_0) от состава хлоритов	81
Определение состава хлоритов по оптическим свойствам и удельному весу	84
Определение состава хлоритов по параметрам элементарной ячейки и другим рентгенометрическим характеристикам	85
Заключение	89
Приложение 1	91
Приложение 2	115
Литература	127

Казимир Бернардович Кепежинская

**Статистический анализ хлоритов
и их парагенетические типы**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и географии
СО Академии наук СССР*

Редактор издательства *А. И. Жилина*
Технический редактор *Т. А. Прусакова*

Сдано в набор 13/III 1965 г.

Подписано к печати 21/V 1965 г. Формат 70×108^{1/16}

Печ. л. 8,5. Усл.л. 11,64. Уч.-изд.л. 11,8 Тираж
1200 экз. Т-06127. Изд. № 3472. Тип. зак. № 2176.

Темплан 1965 г. № 230 ДК

Цена 83 коп.

Издательство «Наука»

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства «Наука»

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Ианечатано	Должно быть
21	18 сн.	стр. 24).	стр. 26).
38	3 св.	(стр. 7 и 21)	(стр. 9 и 23)
47	27 св.	(табл. 15)	(табл. 13)
58	24 св.	A ^{VI}	A ^{IV}
59	3 св.	стр. 22)	стр. 24)
64	5 св.	0,27—0,75	0,26—0,75