

## Экспрессное определение полиморфных минералов в шлиховых пробах методом ИК-микроскопии (на примере кианита, силлиманита, андалузита)

На примере кианита, силлиманита и андалузита показана информативность ИК-Фурье микроскопии в изучении полиморфизма минералов. Разработана методика диагностики минералов группы кианита под ИК-микроскопом. Полученные данные свидетельствуют о том, что использование ИК-микроскопии позволяет усовершенствовать метод анализа минералов шлиховых проб и способствует повышению эффективности прогнозно-поисковых работ.

*Ключевые слова:* ИК-Фурье микроскоп, ИК-спектры, волновое число, кианит, андалузит, силлиманит, гидроксильные группы.

ХАЧАТРЯН ГАЛИНА КАРЛЕНОВНА, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, khachatryan\_g\_k@mail.ru

АНАШКИНА НАТАЛИЯ ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник, anashkina@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

## Express determination of polymorphic minerals in heavy mineral concentrates with the use of the IR-microscopy technique (the examples of kyanite, sillimanite, and andalusite)

G. K. KHACHATRYAN, N. E. ANASHKINA

Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (FSBI "TSNIGRI"), Moscow

Using the examples of kyanite, sillimanite, and andalusite, the Fourier transform infrared microscopy is shown to be highly informative for studying the polymorphism of minerals. A technique has been developed for diagnosing the kyanite group minerals under the IR microscope. The data obtained confirm that the use of IR microscopy makes it possible to improve the method of analyzing minerals in heavy mineral concentrates and facilitates increasing the forecasting and prospecting efficiency.

*Key words:* FTIR microscope, IR spectra, wave number, kyanite, andalusite, sillimanite, hydroxyl groups.

Благодаря своей информативности, экспрессности и простоте исследования прозрачных минералов ИК-микроскопия является одним из самых перспективных методов, используемых в поисковой минералогии [4]. Вместе с тем на практике применение ИК-микроскопа в минералогических исследованиях затруднено из-за отсутствия в литературе эталонных спектров индивидуальных зёрен большинства минералов, случайно ориентированных по отношению к источнику излуче-

ния. Решить эту проблему можно на основе создания собственной библиотеки эталонных спектров разнообразных минералов и разработки методических приёмов их анализа под ИК-микроскопом [3, 5].

Минералы группы кианита – кианит, силлиманит и андалузит – представляют собой полиморфные модификации  $Al_2SiO_5$ , структура которых зависит от термодинамических условий кристаллизации. В связи с этим минералы группы

кианита представляют интерес для геотермометрии. Они часто образуются при региональном метаморфизме и служат индикаторами термодинамических условий процесса. Силлиманит и андалузит также встречаются в контактово-метаморфических и в изменённых эффузивных породах.

Кианит преимущественно кристаллизуется при высоких давлениях на значительных глубинах в земной коре и верхней мантии. Он распространён в кристаллических глинистых сланцах, гнейсах, гранулитах и эклогитах. Кроме того, кианит встречается в телах кимберлитов в составе содержащихся в них эклогитовых ксенолитов, а также иногда присутствует в виде включений в кристаллах алмаза, что позволяет рассматривать этот минерал в качестве индикатора условий алмазообразования. Благодаря своей химической устойчивости и относительной прочности кианит может накапливаться в россыпях.

*Образцы и методика эксперимента.* Исследования индивидуальных зёрен минералов группы кианита проводились с помощью ИК-Фурье спектрометра Nicolet 380 и ИК-Фурье микроскопа Centaurus компании THERMO Scientific в диапазоне 650–4000 см<sup>-1</sup>. Особенности методики эксперимента описаны в работе [4]. Спектры порошковых препаратов (иммерсионная среда – KBr) записывались в области 400–4000 см<sup>-1</sup> на том же спектрометре с использованием приставки Smart Diffuse Reflectance.

С помощью ИК-микроскопа были изучены мелкие кристаллы и зёрна кианита (18 образцов), андалузита (8 образцов) и силлиманита (6 образцов) из коллекции минералов отдела минералогии и изотопной геохимии ЦНИГРИ. Предварительно идентификация этих минералов осуществлялась по ИК-спектрам порошковых препаратов на основе электронной библиотеки спектров HR Minerals, входящей в программное обеспечение спектрометра Nicolet 380.

Номера изученных образцов, представленных в таблицах 1–3, содержат информацию о местах отбора проб: Бо – Бодайбо, Ир – Иркутская область, Кп – Кольский полуостров, О – Осетия, С – Салаир, СЛ – Сухой Лог, У – Урал, ЮАР – Южная Африка, Я – Якутия.

*Особенности химического состава и структуры кианита, андалузита и силлиманита.* Минералы группы кианита часто содержат примесь Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2–3%). Помимо этого, в андалузите отмечается

примесь марганца, в силлиманите – В<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO, а в кианите отмечаются примеси Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и в незначительных количествах CaO, MgO, FeO, TiO<sub>2</sub> [1]. Характерно, что самые высокие содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 10%) зафиксированы в кианите из эклогитовых ксенолитов в кимберлитах.

В структуре силлиманита, кристаллизующегося в ромбической сингонии, группы Al-O образуют цепочки, параллельные кристаллографической оси «с». Эти цепочки состоят из октаэдров AlO<sub>6</sub>, каждый из которых связан общими рёбрами с двумя соседними аналогичными октаэдрами. Цепочки соединяются одна с другой атомами кремния и алюминия, находящимися в четверной координации (Si<sup>IV</sup> и Al<sup>IV</sup>).

Подобно силлиманиту андалузит относится к ромбической сингонии. В его структуре также имеются AlO<sub>6</sub>-цепочки, однако они связываются чередующимися атомами Si<sup>IV</sup> и атомами алюминия в пятерной координации (Al<sup>V</sup>).

Кианит в отличие от силлиманита и андалузита принадлежит к триклинной сингонии. В структуре кианита цепочки из AlO<sub>6</sub> октаэдров, подобные рассмотренным выше, соединяются между собой атомами кремния Si<sup>IV</sup> и атомами алюминия в шестерной координации (Al<sup>VI</sup>).

Разная координация алюминия в минералах группы кианита отражается на длинах связей Al-O, которые составляют: для Al<sup>IV</sup> (силлиманит) – 1,77 Å, для Al<sup>V</sup> (андалузит) – 1,84 Å, для Al<sup>VI</sup> (андалузит, силлиманит, кианит) – 1,90–1,91 Å. Эти структурные особенности минералов группы кианита в значительной мере определяют различие их ИК-спектров.

*ИК-спектроскопия.* Метод ИК-спектроскопии позволяет исследовать не только химический состав минералов, но и особенности их кристаллической структуры. Это является одним из преимуществ данного метода по сравнению с химическим и микрорентгеноспектральными видами анализа.

ИК-спектры кианита, андалузита и силлиманита обусловлены разнообразными колебаниями групп атомов в Si-O-тетраэдрах и Al-O-полиэдрах с координационными числами 6, 5 и 4. Структурные особенности полиморфных модификаций Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> чётко проявляются в ИК-спектрах, представленных в электронной библиотеке HR Minerals, что служит основой для надёжной идентификации минералов группы кианита. Спектры из этой библиотеки получены с помощью стандартной пробоподготовки (так называемый

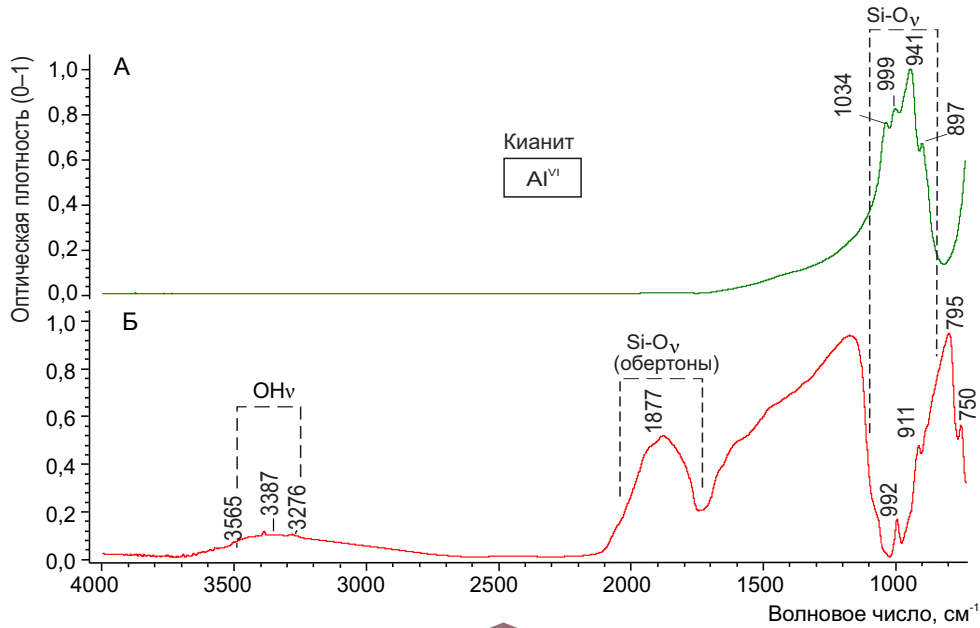


Рис. 1. ИК-спектры кианита из библиотеки спектров HR Minerals (А) и индивидуального зерна (Б):

$\nu$  – валентные колебания

«порошковый» метод), основанной на растирании исследуемых образцов до тонкодисперсного состояния с размером частиц  $\leq 2$  мкм [2]. Наиболее простой ИК-спектр наблюдается у кианита

(рис. 1, А). Характеристическими линиями спектра являются максимумы поглощения в диапазоне 900–1100  $\text{см}^{-1}$ , обусловленные валентными Si-O-колебаниями [12].

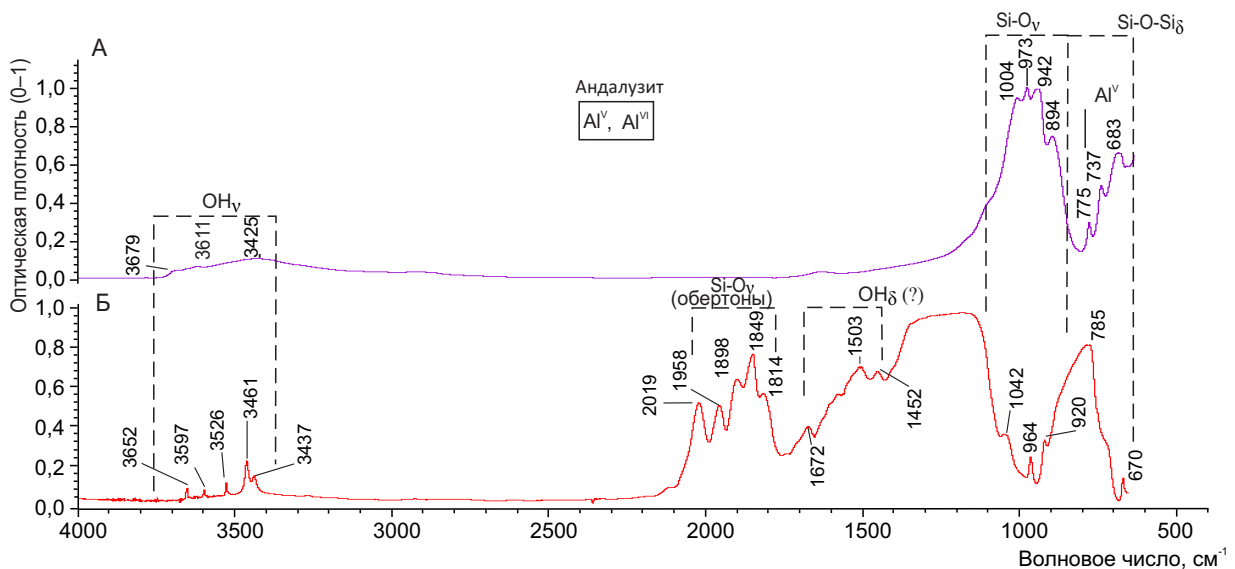


Рис. 2. ИК-спектры андалузита из библиотеки спектров HR Minerals (А) и индивидуального зерна (Б):

$\nu$  и  $\delta$  – соответственно валентные и деформационные колебания

В отличие от кианита, в котором координационное число Al равно 6, андалузит является единственным минералом, содержащим Al в пятерной координации. Следствием этого являются относительное усложнение «порошкового» спектра андалузита (рис. 2, А) и появление линий, обусловленных колебаниями Al<sup>IV</sup>-O, например, 737 см<sup>-1</sup> [6].

По форме «порошковый» спектр силлиманита (рис. 3, А) отличается от спектров кианита и андалузита присутствием интенсивной линии около 1180 см<sup>-1</sup>, обусловленной валентными Si-O-колебаниями.

В спектрах случайно ориентированных индивидуальных зёрен минералов группы кианита, записанных под ИК-микроскопом, наиболее характерными линиями являются обертоны валентных колебаний Si-O и Al-O в алюмокремниевых тетраэдрах. Указанные спектральные линии проявляются в интервале 1650–2020 см<sup>-1</sup> и, как будет показано ниже, важны для идентификации кианита, андалузита и силлиманита под ИК-микроскопом.

Поляризованные ИК-спектры плоскопараллельных пластин, изготовленных из кристаллов кианита, андалузита и силлиманита, свидетельствуют о наличии структурных OH-групп в этих номинально безводных минералах [8, 9, 11, 13]. Ли-

нии гидроксила проявлены в спектрах минералов группы кианита в области 3200–3700 см<sup>-1</sup>. Происхождение этих структурных дефектов обычно связывают с изоморфными замещениями атомов в кристаллической решётке кианита, силлиманита и андалузита, однако единой точки зрения по этому вопросу в настоящее время нет.

Волновые числа, интенсивности и количество соответствующих полос поглощения в спектрах каждой из полиморфных модификаций Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> зависят от её генезиса, температуры отжига и ориентации колебаний OH-групп в структуре минерала [8, 11, 13]. В этом плане гидроксильные группы в кианите, силлиманите и андалузите могут рассматриваться в качестве их типоморфных характеристик. Как видно на рисунке (рис. 4, А), в области колебаний гидроксильных групп поляризованные спектры кианита обнаруживают систему узких линий ~ 3275, 3386, 3410 и 3440 см<sup>-1</sup>. При этом кианит из эклогитового ксенолита в кимберлитах трубки Робертс Виктор (ЮАР) отличается от кианита из высокометаморфизованных голубых сланцев Дора Майра (Италия) по соотношению интенсивностей указанных пиков. Кроме того, в спектре кианита из метаморфических пород дополнительно присутствуют линии небольшой интенсивности ~ 3260 и 3505 см<sup>-1</sup>.

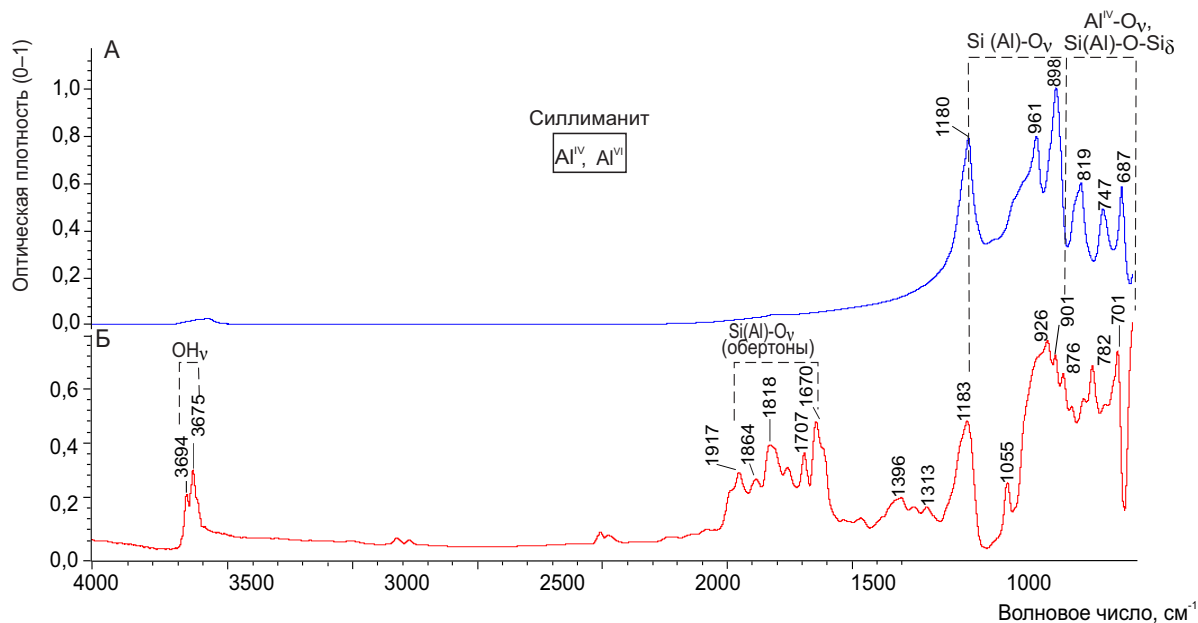
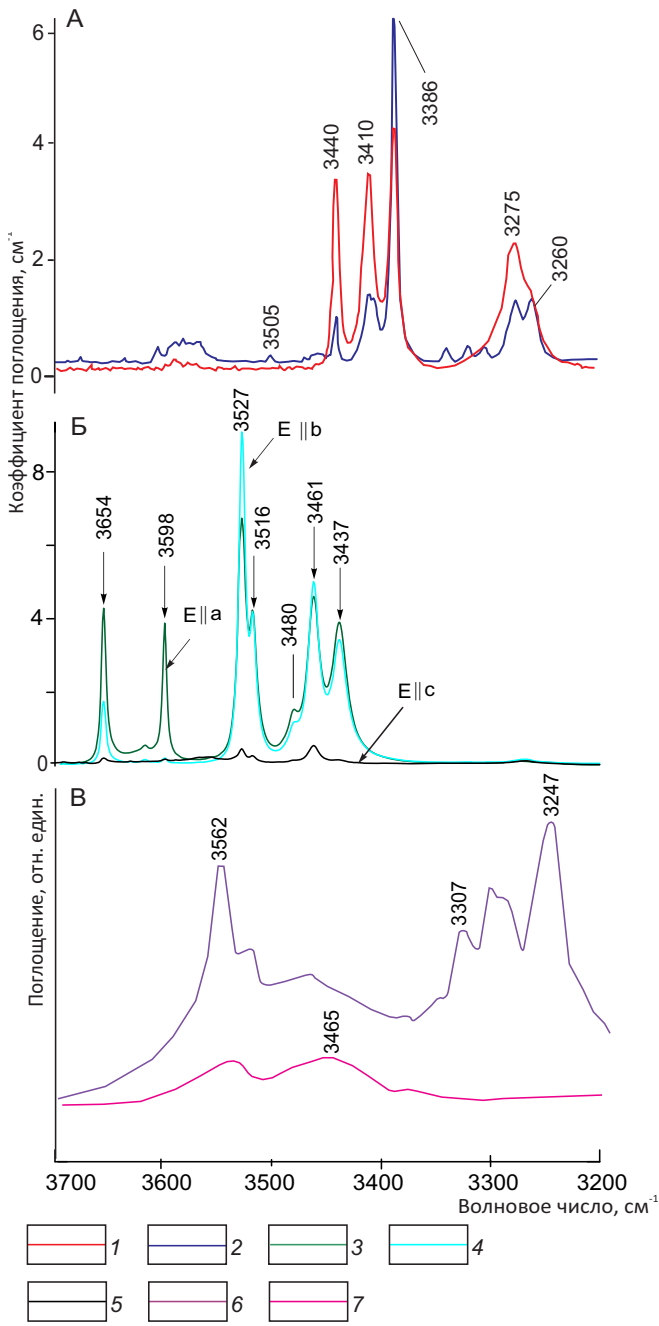


Рис. 3. ИК-спектры силлиманита из библиотеки спектров HR Minerals (А) и индивидуального зерна (Б):

v и δ – соответственно валентные и деформационные колебания



**Рис. 4.** Поляризованные ИК-спектры поглощения кянита (А), андалузита (Б) на срезах в плоскости (100) и силлиманита (В) на срезе в плоскости (010). По данным работ [8, 11, 13]:

1–2 – спектры кянита соответственно из трубки Робертс Виктор (ЮАР) и метаморфических пород Дора Майра (Италия); 3–5 – поляризованные в разных направлениях спектры андалузита; 6–7 – спектры силлиманита при температурах соответственно 20 и 1040 °С; E – вектор напряжённости электрического поля; a, b, c – оси кристаллической решётки андалузита; E||a, E||b, E||c – направления поляризации

В отличие от кянита спектр андалузита в области колебаний гидроксильных групп более сложен и смещён в область больших волновых чисел 3400–3700 см<sup>-1</sup> [13]. Он представлен пятью главными линиями 3437, 3461, 3527, 3598, 3654 см<sup>-1</sup>, а также двумя пиками с меньшей интенсивностью: 3480 и 3516 см<sup>-1</sup> (см. рис. 4, Б). Все эти линии индивидуальны и могут учитываться при диагностике данного минерала под ИК-микроскопом. Рисунок демонстрирует анизотропию ИК-поглощения минералов группы кянита в области колебаний ОН-групп [7, 9, 13]. На примере андалузита видно, что в зависимости от ориентировки кристалла по отношению к падающему лучу в разных кристаллографических направлениях интенсивность спектральных линий меняется. В случае, когда вектор напряжённости электрического поля направлен вдоль кристаллографической оси «с» (E||c), эти линии практически исчезают (см. рис. 4, Б).

В диапазоне волновых чисел 3200–3700 см<sup>-1</sup> в спектрах образцов силлиманита (см. рис. 4, В) присутствует иной набор линий (3247, 3307, 3562 см<sup>-1</sup> и др.), чем в спектрах кянита и андалузита. В процессе поэтапного нагревания силлиманита при температуре 800 °С интенсивность пика около 3247 см<sup>-1</sup> заметно уменьшается, а при 1040 °С все линии в области 3200–3600 см<sup>-1</sup> практически исчезают [9]. Не исключено, что подобный эффект возможен и в природных условиях, например, при прогрессивном региональном метаморфизме пород, содержащих силлиманит.

Помимо структурных гидроксильных групп в силлиманите представляет интерес примесь бора. По данным работы [10], структурные ВО<sub>3</sub>-группы иногда проявляются в ИК-спектрах силлиманита в форме пиков средней интенсивности около 1317–1327 см<sup>-1</sup>, а также более слабой линии ~ 1372 см<sup>-1</sup>.

*Диагностика под ИК-микроскопом.* Для разработки методических приёмов идентификации полиморфных модификаций Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> с помощью ИК-Фурье микроскопа проводилось сравнительное изучение спектров индивидуальных зёрен андалузита, силлиманита и кянита из разных проб. Выявлялись характерные полосы поглощения, постоянно присутствующие в спектрах каждого из этих минералов, независимо от его внешних признаков, места отбора и особенностей генезиса. Именно эти спектральные линии, которые одновременно являются специфическими для каждого минерала, позволяют диагностировать кянит, андалузит и силлиманит под ИК-микроскопом.

Табл. 1. Волновые числа спектров андалузита, по данным ИК-микроскопии

Интервал спектра	Образцы							
	СЛ-1	СЛ-2	СЛ-3	СЛ-4	Бо-1	О-1	О-2	О-3
660–690	<u>670</u>	<u>670</u>	<u>670</u>	<u>671</u>	<u>672</u>	<u>670,685</u>		<u>670</u>
770–790	<b><u>783</u></b>	<b><u>773,784</u></b>	<b><u>792</u></b>	<b><u>785</u></b>	<b><u>797</u></b>	<b><u>785</u></b>	<b><u>786</u></b>	<b><u>784</u></b>
920 ± 1	<u>/919/</u>		<u>/920/</u>	<u>/919/</u>	<u>/920/</u>	<u>/920/</u>	<u>/921/</u>	
963 ± 1	<u>964</u>	<u>964</u>	<u>962</u>	<u>964</u>	<u>964</u>	<u>964</u>	<u>962</u>	<u>963</u>
1030–1050			1031			1045	1041	1031
1100–1200	<b>1167</b>	<b>1155</b>	<b>1110</b>	<b>1159</b>		<b>1178</b>		
1260–1280		1267		1274	1277			
1451 ± 1	1450	1450		1451	1450	1452	1451	
1500–1510	1508	1509	1501	1509	1510	1503	1509	
1578 ± 1			1578	1578		1577	1578	
1670–1680	1670	1671	1676	1676	1671	1671	1676	1670
1815 ± 2	<u>1813</u>	<u>1817</u>	<u>1813</u>	<u>1814</u>	<u>1816</u>	<u>1814</u>	<u>1814</u>	<u>1816</u>
1850 ± 3	<u>1850</u>	<u>1848</u>	<u>1850</u>	<u>1853</u>	<u>1849</u>	<u>1850</u>	<u>1853</u>	<u>1852</u>
1900 ± 2	<u>1901</u>		<u>1901</u>	<u>1902</u>	<u>1899</u>	<u>1899</u>	<u>1902</u>	<u>1901</u>
1955 ± 1	<u>1954</u>	<u>1954</u>	<u>1955</u>	<u>1955</u>	<u>1954</u>	<u>1955</u>	<u>1955</u>	<u>1954</u>
2018 ± 2	<u>2019</u>	<u>2017</u>	<u>2019</u>	<u>2020</u>	<u>2016</u>	<u>2019</u>	<u>2020</u>	<u>2019</u>
3273 ± 3	3275	3276			3276			3270
3437	3437		3437					
3461	<u>3461</u>	<u>3461</u>	<u>3461</u>	<u>3461</u>	<u>3461</u>	<u>/3461/</u>	<u>/3461/</u>	<u>/3461/</u>
3527 ± 1	<u>3526</u>	<u>3526</u>	<u>3526</u>	<u>3528</u>	<u>3526</u>	<u>/3526/</u>	<u>/3528/</u>	<u>/3526/</u>
3560–3600	3568		3597	3595		<u>/3597/</u>	<u>/3595/</u>	

Примечание. Жирным шрифтом показаны пики большой интенсивности, обычным – средней, в скобках – малой; характеристические линии выделены подчёркиванием.

пом. Помимо них в спектрах минералов группы кианита присутствуют и другие полосы поглощения, проявляющиеся спорадически. Они характеризуют специфические особенности конкретного минерального индивида, но не могут использоваться для идентификации минерального вида в целом (в данном случае кианита, андалузита или силлиманита).

Спектральные характеристики (волновые числа и относительные интенсивности пиков) изученных образцов кианита, андалузита и силлиманита приведены на рисунках 1, Б, 2, Б и 3, Б, а также в таблицах 1–3.

В спектрах поглощения андалузита, полученных под ИК-микроскопом, наиболее характерной и воспроизводимой является область обертонов валентных колебаний Si-O в кристаллической решетке этого минерала. Именно спектральные линии, находящиеся в этом диапазоне,

наиболее интенсивные из которых ~1815, 1850, 1900, 1955 и 2018 см<sup>-1</sup>, рекомендуется использовать для диагностики андалузита.

В качестве вспомогательных можно учитывать линии валентных и деформационных колебаний кремнекислородных тетраэдров в интервале 650–1000 см<sup>-1</sup> с главным пиком около 770–790 см<sup>-1</sup>. В спектрах андалузита неизменно присутствует система линий ОН-групп: около 3461 и 3526 см<sup>-1</sup> (см. табл. 1). Благодаря своей характеристичности и распространённости в спектрах андалузита из разных месторождений данные линии могут быть использованы для диагностики этого минерала под ИК-микроскопом.

Типичным фрагментом спектра силлиманита (см. рисунки 3, Б и 5) является система полос поглощения в интервале 1500–2000 см<sup>-1</sup>, принадлежащих к обертонам валентных колебаний Al-Si-O тетраэдров. Самые интенсивные из них – линии

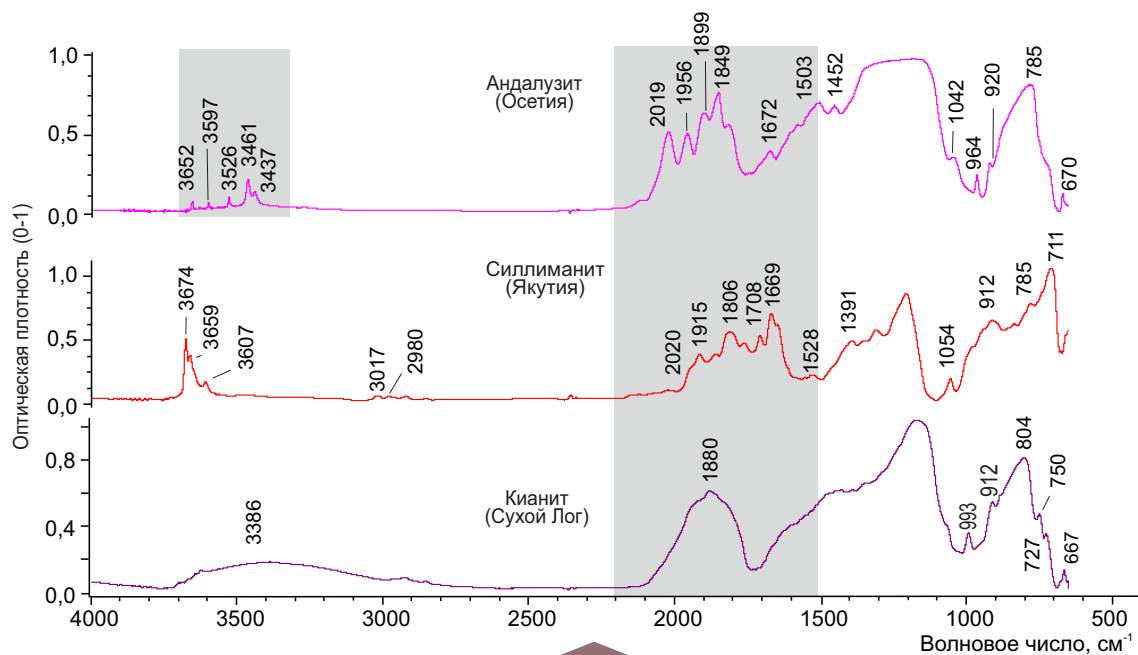


Рис. 5. Характерные спектры зёрен кианита, силлиманита и андалузита под ИК-микроскопом:

серым цветом выделены области, рекомендуемые для идентификации минералов группы кианита

около 1670, 1800–1830 и 1916  $\text{cm}^{-1}$ . В области 1500–2000  $\text{cm}^{-1}$  волновые числа и соотношения интенсивностей указанных пиков чётко отличаются от соответствующих спектральных характеристик андалузита. Кроме того, в отличие от андалузита в спектрах всех изученных образцов силлиманита присутствуют линии около 1300–1320, 1350–1360 и 1380–1400  $\text{cm}^{-1}$  (см. табл. 2). Представляется вероятным, что эти полосы поглощения обусловлены структурной примесью бора в тройной координации [10]. В области колебаний ОН-групп спектры изученных случайно ориентированных зёрен силлиманита заметно отличаются от поляризованных спектров этого минерала, приводимых в литературе [9]. Только в двух образцах (Кп-1 и У-1) обнаружена спектральная линия около 3580–3590  $\text{cm}^{-1}$ . По-видимому, она соответствует одной из главных линий  $\sim 3562 \text{ cm}^{-1}$  структурных ОН-групп в поляризованном спектре силлиманита (см. рис. 4, В). Примечательно, что в спектрах всех изученных силлиманитов наблюдаются нетипичные слабые пики около 2979 и 3018  $\text{cm}^{-1}$ , которые могут быть обусловлены валентными колебаниями связанных ОН-групп. Вместе с тем спектральные линии около 3600–3680  $\text{cm}^{-1}$  (см. табл. 2), по-видимому, к силлима-

ниту не относятся, так как они более характерны для пирофиллита [2].

Весьма вероятно, что отсутствие в спектрах большинства образцов линий структурных ОН-групп обусловлено векторной природой их колебаний. В сочетании с естественной ориентировкой зёрен силлиманита под микроскопом (за счёт совершенной спайности) это может быть причиной резкого снижения интенсивности соответствующих пиков. Это согласуется с результатами изучения поляризованных спектров силлиманита [9], андалузита [13] и кианита [8].

Для диагностики кианита под ИК-микроскопом (см. рис. 5) можно использовать характеристические линии колебаний кремнекислородных тетраэдров в структуре этого минерала. Среди них наиболее информативными являются «размытые» полосы поглощения (от одной до трёх) в интервале 1820–1880  $\text{cm}^{-1}$ , а также система узких линий около 720–780, 790–820, 911–914 и 990–1000  $\text{cm}^{-1}$ .

В спектрах кианита проявляются полосы поглощения колебаний структурных ОН-групп 3274–3280, 3293, 3386, 3414–3452, 3564–3569  $\text{cm}^{-1}$ , подобные линиям, приведённым в работе [8] (см. табл. 3 и рис. 4, А). Однако в спектрах, полученных нами

Табл. 2. Волновые числа спектров силлиманита, по данным ИК-микроскопии

Интервал спектра	Образцы					
	Кп-1	Ир-1	У-1	Я-1	Кп-2	Кп-3
700–750	707	<b>701</b> , 739	<b>704</b> , /750/	<b>711</b>	711	
780 ± 2		<b>781</b>	781	778	781	
800–860	/820/	808	/809/	835	854	
910–1000		<b>925</b>	/993/	<b>911</b>	978	/966/
1050–1060	1060	1055	1057	1054	1051	1052
1160–1240		<b>1183</b>	<b>1203</b>	<b>1206</b>	<b>1160</b>	<b>1232</b>
1300–1320	<b>1301</b>	1314	1310	1309	1313	/1306/
1350–1400	<b>1386</b>	1356,1396	1354,1395	1350,1391	/1355/	/1350,1392
1520–1540	<u>1527</u>	/1527/	<u>1526</u>	/1528/	/1534/	/1529/
1670 ± 2	<b>1671</b>	<b>1670</b>	<b>1671</b>	<b>1670</b>	<b>1670</b>	<b>1668</b>
1708 ± 1	<u>1708</u>	<u>1707</u>	<u>1709</u>	<u>1708</u>	<u>1707</u>	<u>1707</u>
1762 ± 1	<u>1762</u>	<u>1762</u>	<u>1763</u>	<u>1761</u>	<u>1761</u>	/1762/
1800–1830	<b>1819</b>	<b>1818</b>	<b>1821</b>	<b>1806</b>	<b>1815</b>	<b>1816</b>
1862 ± 2	<u>1863</u>	1864	1864	1861	/1861/	/1861/
1916 ± 1	<b>1916</b>	<b>1917</b>	<b>1916</b>	<b>1915</b>	<b>1917</b>	<b>1916</b>
2020–2030	2023		/2025/	2020	/2022/	/2021/
2120–2150	2124		/2150/	2121		/2148/
2979 ± 1	2978	/2978/	/2978/	/2979/	/2980/	/2979/
3018 ± 1	3018	/3018/	/3019/	/3017/	/3018/	/3017/
3412	3412					
3580–3590	3589		3580			
3600–3680	3666	3675,3694	3660,3676	3607,3659,3674	3659,3674	3607,3643,3676

Примечание. Жирным шрифтом показаны пики большой интенсивности, обычным – средней, в скобках – малой; характеристические линии выделены подчёркиванием.

под ИК-микроскопом, интенсивность указанных пиков очень мала, причём зачастую они практически не видны. Причина этого, по всей вероятности, та же, что и в случае силлиманита, и связана с естественной ориентировкой зёрен кианита на столике микроскопа, обусловленной совершенной спайностью минерала.

*Выводы.* Полиморфные модификации  $Al_2SiO_5$  – кианит, андалузит, силлиманит – могут быть идентифицированы под ИК-микроскопом по системам характеристических линий: их количеству, волновому числу и соотношению интенсивностей.

Кианит предлагается определять по поглощению в области 1820–1880  $cm^{-1}$  (от одного до трёх максимумов), а также системе узких линий

около 720–780, 790–820, 911–914 и 990–1000  $cm^{-1}$ . На основе этого предоставляется возможность идентифицировать кианит не только в шлиховых и протолочных пробах, но и в виде включений в кристаллах алмаза.

Для диагностики андалузита рекомендуется использовать узкие полосы поглощения ~ 1815, 1850, 1900, 1955 и 2018  $cm^{-1}$ , а также в качестве вспомогательных следует учитывать линии около 770–790  $cm^{-1}$  и 3461 и 3527  $cm^{-1}$ .

Характеристическими для силлиманита являются линии около 1520–1540, 1670, 1708, 1762, 1800–1830, 1862 и 1916  $cm^{-1}$ .

В спектрах индивидуальных зёрен силлиманита, полученных под ИК-микроскопом, в области 1300–1400  $cm^{-1}$  присутствуют линии структурных

Табл. 3. Волновые числа спектров кианита, по данным ИК-микроскопии

Образцы	Волновые числа, см <sup>-1</sup>								
	720–780	790–820	910–920	990–1000	1005–1190	1430–1510	1820–1880	1920–1950	3200–3570
СЛ-5	<u>750</u>	<b>803</b>	<u>911</u>	<u>993</u>	<b>1175</b>	1430	<u>1880</u>		/3386/
СЛ-6	<u>747</u>		<u>914</u>		<b>1167</b>		<u>1880</u>		
СЛ-7	<u>747</u>	<b>798</b>	<u>914</u>		<b>1167</b>		<u>1880</u>		
Бо-2	<u>728</u>			<u>996</u>	<b>1025</b>	1467	<u>1820, 1879</u>	<u>1928</u>	/3293, 3452/
Бо-3	<u>748</u>	<b>796</b>	<u>912</u>	<u>992</u>	<b>1125</b>	1502	<u>1878</u>		
ЮАР-1	<u>750</u>	<b>795</b>	<u>910</u>		<b>1137</b>	1481	<u>1847</u>	<u>1947</u>	/3414/
ЮАР-2	<u>749</u>	<b>792</b>	<u>911</u>	<u>993</u>	<b>1064, 1181</b>		<u>1875</u>		/3432/
ЮАР-3	<u>752</u>	<b>796</b>	<u>912</u>		<b>1005, 1131</b>		<u>1824</u>	<u>1922, 1946</u>	/3277/
ЮАР-4	<u>751</u>	<b>794</b>	<u>911</u>	<u>993</u>	<b>1147</b>	1479	<u>1879</u>		
С-1	<u>726</u>	<b>814</b>		<u>1000</u>	<b>1082, 1182</b>		<u>1826, 1854</u>	<u>1919</u>	/3216/
Я-2	<u>746</u>	<b>800</b>	<u>914</u>	<u>994</u>	<b>1145</b>	1480	<u>1881</u>	<u>1922</u>	
У-2	<u>748</u>	<u>792,</u> <b>806</b>	<u>914</u>	<u>994</u>	<b>1137</b>		<u>1867</u>	<u>1931</u>	/3274, 3435, 3565/
У-3	<u>748</u>	<b>798</b>	<u>913</u>	<u>995</u>	<b>1179</b>		<u>1878</u>		
У-4		<b>795</b>	<u>911</u>	<u>992</u>	<b>1172</b>		<u>1877</u>		/3280, 3387, 3569/
У-5	<u>752</u>	<b>796</b>	<u>912</u>		<b>1006, 1131</b>	1481		<u>1947</u>	/3277/
Кп-4	<u>775</u>	<b>802</b>	<u>913</u>	<u>991</u>	<b>1188</b>	1434	<u>1879</u>	<u>1915</u>	
Кп-5	<u>753</u>		<u>913</u>		<b>1006, 1112</b>	1484	<u>1817</u>	<u>1945</u>	
Кп-6	<u>747</u>	<b>801, 812</b>	<u>914</u>	<u>993</u>	<b>1065, 1132</b>	1454, 1505	<u>1857</u>	<u>1920</u>	/3564/

Примечание. Жирным шрифтом показаны пики большой интенсивности, обычным – средней, в скобках – малой; характеристические линии выделены подчёркиванием.

ВО<sub>3</sub>-групп. Кроме того, во всех минералах группы кианита выявлены структурные гидроксильные группы. Не исключено, что все названные примеси в кристаллической структуре андалузита, силлима-

нита и кианита могут рассматриваться в качестве их типоморфных свойств, возможности использования которых в прогнозно-поисковом аспекте будут оценены в процессе дальнейших исследований.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годовиков А. А. Минералогия. – М. : Недра, 1975. – 519 с.
2. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры минералов. – М. : Издательство Московского университета, 1977. – 176 с.
3. Хачатрян Г. К., Колесникова Т. И. Методика исследования оливина и хромдиопсида с помощью ИК-микроскопа и возможности ее применения при шлихо-минералогических поисках месторождений алмаза // Отечественная геология. – 2019. – № 3. – С. 63–73.
4. Хачатрян Г. К., Кряжев С. Г. Методика анализа породообразующих и аксессуарных минералов рудных месторождений с использованием ИК-Фурье микроскопа // Руды и металлы. – 2010. – № 5. – С. 64–73.
5. Хачатрян Г. К., Щербакова Т. Е., Колесникова Т. И. Методика исследования минералов-спутников алмаза с применением ИК-Фурье спектроскопии // Отечественная геология. – 2011. – № 4. – С. 76–85.
6. Anbalagan G., Sangeetha V. Characterization of Indian natural mineral andalusite using XRD, Optical absorption, Infrared, EPR and NMR spectroscopic techniques // Journal of Physics and Research. – 2015. – V. 5, Is. 1. – P. 1–12.

7. *Bell D. R., Rossman G. R., Maldener J., Endisch D., Rauch F.* Hydroxide in kyanite: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum // *American Mineralogist*. – 2004. – V. 89, № 7. – P. 998–1003.
8. *Beran A., Libowitzky E.* Water in Natural Mantle Minerals II: Olivine, Garnet and Accessory Minerals // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. – 2006. – V. 62. – P. 169–191.
9. *Beran A., Rossman G. R., Grew E. S.* The hydrous component of sillimanite // *American Mineralogist*. – 1989. – V. 74. – P. 812–817.
10. *Donaldson C. H.* Coordination of boron in sillimanite // *Mineralogical Magazine*. – 1985. – V. 49. – P. 132–135.
11. *Karant R. V., Mathew G., Gundu Rao T. K.* FT-IR Spectroscopic Investigation of Hydrous Components in Sillimanite from Eastern Ghat Granulite Belt, India // *Gondwana Research*. – 1999. – V. 2, № 1. – P. 89–94.
12. *Šjakova-Ivanova T., Čukovska L. R.* Mineralogical characteristics of kyanite from Prilepec, republic of Macedonia // *Geologica Macedonica*. – 2014. – V. 28, № 2. – P. 115–120.
13. *Taran M. N., Koch-Müller M.* FTIR spectroscopic study of natural andalusite showing electronic Fe-Ti charge-transfer processes: zoning and thermal evolution of OHvibration bands // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2013. – V. 40, № 1. – P. 63–71.

#### REFERENCES

1. *Godovikov A. A.* Mineralogiya [Mineralogy], Moscow, Nedra publ., 1975, 519 p. (In Russ.)
2. *Plyusnina I. I.* Infkrasnyye spektry mineralov [Infrared spectra of minerals], Moscow, Izdatel'stvo Moskovskogo universiteta publ., 1977, 176 p. (In Russ.)
3. *Khachatryan G. K., Kolesnikova T. I.* Metodika issledovaniya olivina i khromdiopsida s pomoshch'yu IK-mikroskopa i vozmozhnosti yeye primeneniya pri shlikho-mineralogicheskikh poiskakh mestorozhdeniy almaza [Methodology for studying olivine and chrome diopside using an IR microscope and the possibility of its use in schlich-mineralogical searches for diamond deposits], *Otechestvennaya geologiya* [Domestic Geology], 2019, No. 3, pp. 63–73. (In Russ.)
4. *Khachatryan G. K., Kryazhev S. G.* Metodika analiza porodobrazuyushchikh i aktsessornykh mineralov rudnykh mestorozhdeniy s ispol'zovaniyem IK-Fur'ye mikroskopa [Methodology for the analysis of rock-forming and accessory minerals of ore deposits using an IR-Fourier microscope], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2010, No. 5, pp. 64–73. (In Russ.)
5. *Khachatryan G. K., Shcherbakova T. Ye., Kolesnikova T. I.* Metodika issledovaniya mineralov-sputnikov almaza s primeneniym IK-Fur'ye spektroskopii [Methods for studying diamond satellite minerals using Fourier transform infrared spectroscopy], *Otechestvennaya geologiya* [Domestic Geology], 2011, No. 4, pp. 76–85. (In Russ.)
6. *Anbalagan G., Sangeetha V.* Characterization of Indian natural mineral andalusite using XRD, Optical absorption, Infrared, EPR and NMR spectroscopic techniques, *Journal of Physics and Research*, 2015, V. 5, Is. 1, pp. 1–12.
7. *Bell D. R., Rossman G. R., Maldener J., Endisch D., Rauch F.* Hydroxide in kyanite: A quantitative determination of the absolute amount and calibration of the IR spectrum, *American Mineralogist*, 2004, V. 89, No. 7, pp. 998–1003.
8. *Beran A., Libowitzky E.* Water in Natural Mantle Minerals II: Olivine, Garnet and Accessory Minerals, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2006, V. 62, pp. 169–191.
9. *Beran A., Rossman G. R., Grew E. S.* The hydrous component of sillimanite, *American Mineralogist*, 1989, V. 74, pp. 812–817.
10. *Donaldson C. H.* Coordination of boron in sillimanite, *Mineralogical Magazine*, 1985, V. 49, pp. 132–135.
11. *Karant R. V., Mathew G., Gundu Rao T. K.* FT-IR Spectroscopic Investigation of Hydrous Components in Sillimanite from Eastern Ghat Granulite Belt, India, *Gondwana Research*, 1999, V. 2, No. 1, pp. 89–94.
12. *Šjakova-Ivanova T., Čukovska L. R.* Mineralogical characteristics of kyanite from Prilepec, republic of Macedonia, *Geologica Macedonica*, 2014, V. 28, No. 2, pp. 115–120.
13. *Taran M. N., Koch-Müller M.* FTIR spectroscopic study of natural andalusite showing electronic Fe-Ti charge-transfer processes: zoning and thermal evolution of OHvibration bands, *Physics and Chemistry of Minerals*, 2013, V. 40, No. 1, pp. 63–71.

Статья поступила в редакцию 03.04.24; одобрена после рецензирования 16.05.24; принята к публикации 16.05.24.  
The article was submitted 03.04.24; approved after reviewing 16.05.24; accepted for publication 16.05.24.