

Литература

1. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Издат. дом «Д-Принт», 2007. – 468 с.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В СОСТАВЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ МЕТОДОМ ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ Ву Конг Ханг

Научный руководитель профессор М.В. Коровкин

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Определение вещественного состава пород-коллекторов является сложной задачей. Проблема изучения глинистых пород и составляющих их глинистых минералов в настоящее время становится актуальной в различных направлениях геологических изысканий и разработки нефтяных и газовых месторождений.

Глинистые минералы образуются в результате изменения первичных минералов (полевых шпатов, слюд, хлоритов и т. п.), а также в результате выпадения в виде гелей из коллоидных и истинных растворов. Глинистые минералы групп монтмориллонита, гидрослюд, каолинита и смешанно-слоистые образования являются главными во многих глинистых породах [1]. С учетом преобладающего содержания того или иного глинистого минерала выделяют следующие основные типы глин: каолиновые, гидрослюдистые и монтмориллонитовые [2]. Общими принципами кристаллохимической классификации глинистых минералов, относящихся к подклассу слоистых силикатов, является учет следующих показателей: соотношения числа тетраэдрических и октаэдрических сеток в структурном пакете, характера заполнения октаэдров в октаэдрическом слое, величины и положения заряда в кристаллической решетке [3].

В данной работе для определения минералов пород-коллекторов использовался метод инфракрасной спектроскопии (ИКС) [4]. Методом инфракрасной спектроскопии изучают молекулярные спектры поглощения, испускания и отражения, и определяют минерал по его характеристическому спектру.

Сущность метода ИКС состоит в следующем: инфракрасные лучи проходят через вещество и вызывают возбуждение колебательных уровней молекул. В случае, если частота колебания молекулы совпадает с частотой падающего на образец инфракрасного излучения, то происходит резонансное поглощение энергии и переход с более низкого энергетического уровня на более высокий с образованием полосы поглощения. Совокупность полос, отвечающих переходу молекулы с данного колебательного уровня на соседние, представляет собой колебательный спектр. По значениям волновых чисел, форме, ширине, интенсивности полос поглощения в спектре методом ИКС можно определять структуру, качественный и количественный химический состав вещества [4]. Основой качественного и количественного спектрального анализа является аддитивность ИК-спектров: инфракрасный спектр минеральной смеси является суммой спектров компонентов смеси, а интенсивность полос поглощения в спектре каждого компонента пропорциональна его содержанию в смеси [5].

Целью данной работы является определение глинистых минералов в сложной смеси породы (качественный анализ) методом ИКС.

Спектры ИК-поглощения регистрировались на спектрофотометре IRPrestige-21 фирмы «Shimadzu» с преобразованием Фурье (FTIR-8400S) в интервале $300...4000\text{ см}^{-1}$ с разрешением $0,001\text{ см}^{-1}$ (FT-IR), с помощью программного обеспечения IRsolution (кафедра геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ).

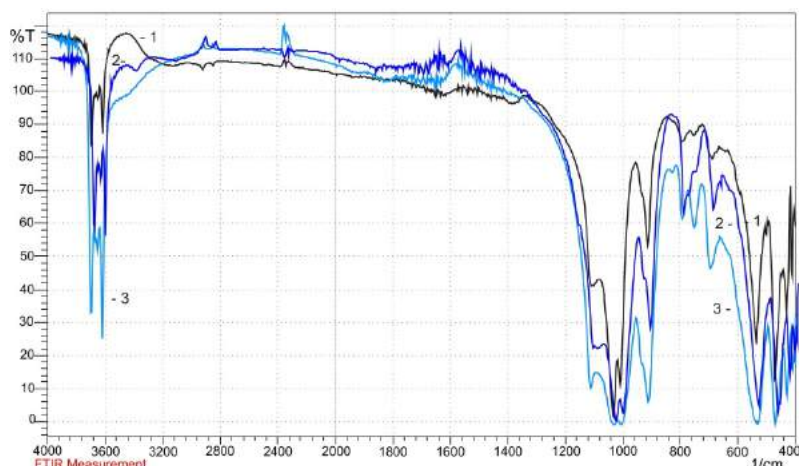


Рис. 1. Обзорные спектры минералов в области $4000...400\text{ см}^{-1}$: 1 – монтмориллонит (учебная коллекция ТПУ), 2 – болюс – Германия, 3 – минерал, определённый как «каолинит» (Красноярский край, месторождение Верхотуровское)

В Красноярском крае на месторождении Верхотуровском минерал, определённый как каолинит, имеет обзорный спектр, который совпадает со спектрами группы монтмориллонита и отличается от спектра каолинита, представленного на рисунке 2. При этом можно сказать, что минерал определённый как каолинит на самом деле нужно диагностировать как монтмориллонит.

Спектры инфракрасного поглощения минералов группы монтмориллонита характеризуются двойным пиком поглощения при $3734...3600\text{ см}^{-1}$, расщеплением пика приблизительно 1032 см^{-1} и тремя слабыми пиками при $920...900\text{ см}^{-1}$, $553...505\text{ см}^{-1}$ и $505...458\text{ см}^{-1}$, которые можно наблюдать в представленных на рисунке 1.

Сходство глинистых минералов в структуре проявляется в ИК-спектрах для области полос поглощения между $3735...3585\text{ см}^{-1}$, $1200...995\text{ см}^{-1}$, $932-898\text{ см}^{-1}$ и $568...421\text{ см}^{-1}$.

Две полосы поглощения $932...898\text{ см}^{-1}$ и $568...421\text{ см}^{-1}$ смещаются в более длинноволновую область с увеличением ионного радиуса катиона в минерале. Это значит, что более длинные межатомные расстояния будут давать более низкие частоты колебаний, то есть большие длины волн. Исследование спектров глинистых минералов показали, что при переходе от одного вещества к другому происходят заметные изменения ИК-спектров для идентификации соединений. Полосы между $3735...3585\text{ см}^{-1}$ и $1200...955\text{ см}^{-1}$ являются наиболее диагностическими и применяются как для качественного, так и для количественного определения минеральной конституции породы.

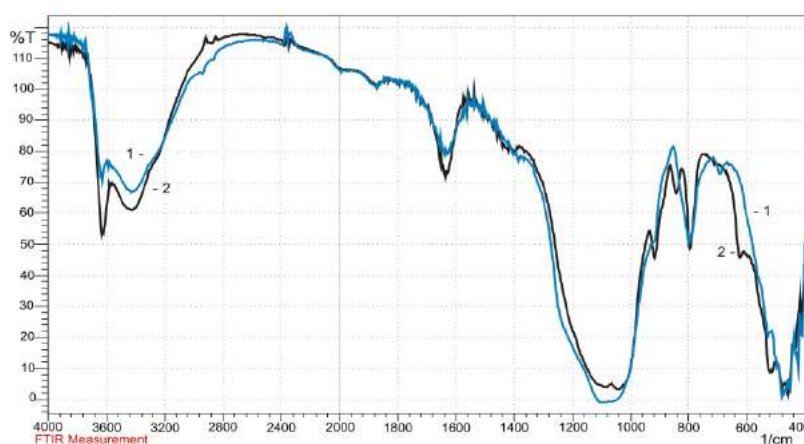


Рис. 2. Обзорный спектр в области $4000...400\text{ см}^{-1}$: 1 – каолинита и 2 – бентонита (Таджикистан)

При исследовании спектров следует отметить, что каолинит и бентонит имеют сходные спектры, представленные на рисунке 2, несмотря на то, что химический состав этих соединений разный. Бентонит – это горная порода, основным породообразующим материалом которой является глинистый минерал монтмориллонит. Качество бентонита зависит от количества и ионной формы монтмориллонита.

Сопоставление ИК-спектров различных модификаций глинистых минералов позволяет выявить и оценить влияние на структуру этих спектров структуры минералов. Например, рассмотрим спектр бентонита. Считаем, что спектр бентонита отличается от спектра монтмориллонита в появлении промежуточных полос поглощения в области $1679...1600\text{ см}^{-1}$, а также в слабом расщеплении пика 1032 см^{-1} , при том, что слабый пик 1105 см^{-1} отсутствует. Следовательно, наибольшее различие между глинистыми минералами наблюдается в области $1200...995\text{ см}^{-1}$ и $3735...3585\text{ см}^{-1}$. Обычно диагностика глинистых минералов производится в области $1200...995\text{ см}^{-1}$, где обнаруживают интенсивные широкие полосы поглощения, и в области $3735...3585\text{ см}^{-1}$, где присутствует двойной пик.

В данной работе при интерпретации спектров получили следующие признаки о диагностике глинистых минералов: полосы для монтмориллонита $3705...3606\text{ см}^{-1}$, для каолинита – $1120...980\text{ см}^{-1}$. Таким образом, с помощью метода ИК-спектроскопии можно качественно определить неизвестные глинистые минералы. В настоящее время с помощью атласов и автоматизированных картотек спектров можно отождествить любые соединения, минерал и вещество, если они раньше были известны и для них получен колебательный спектр [4].

Литература

1. Бурлин Ю.К., Иванов М.К., Калмыков Г.А., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И. Петрофизические методы исследования ядерного материала: Учебное пособие в 2-х книгах. Кн. 1. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. – 112 с.
2. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебное пособие. Москва: Высшая школа, 1967. – 416 с.
3. Дронова Т.Я., Соколова Т.А., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах: Учебное пособие. – Тула: Гриф и К, 2005. – 366 с.
4. Коровкин М.В. Инфракрасная спектроскопия карбонатных минералов: Учебное пособие. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2012. – 80 с.

5. Скочилов Р.А., Фишман А.И., Иванов А.А., Носков А.И. Определение минерального состава пород методом ИК-спектроскопии // Вестник Казанского технологического университета. – 2011. – № 10. – С.135–142.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНОГО ИЛЬМЕНИТА ГРАНИТОИДОВ ПОЛИФАЗНОГО АЛЕЙСКО-ЗМЕИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (СЗ ЧАСТЬ РУДНОГО АЛТАЯ)

К.А. Гаврилова

Научный руководитель доцент К.Л. Новоселов

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В северо-западной российской части Рудного Алтая в средне–верхнедевонское время широко проявился гранитоидный магматизм, сформировавший ряд крупных массивов и небольших тел, объединённых в составе единого полифазного алейско-змеиногорского комплекса (D₂₋₃) [3, 4, 5]. Становление гранитоидного комплекса происходило в гомодромной последовательности – от габброидов ранней фазы, плагиогранитов второй, главной, фазы, до лейкогранитов четвертой, заключительной фазы внедрения. Гранитоидный комплекс включает три крупных интрузива – Новониколаевский, Алейский и Устьянский, расположенных в северном окончании Алейского поднятия. Рудный Алтай давно известен как уникальная металлогеническая провинция с запасами редких и благородных металлов, железорудных месторождений [2]. Вопросы геохимической специализации гранитоидных комплексов, их потенциальной рудоносности остаются актуальными в настоящее время.

Цель работы – выявление закономерностей распределения и содержания акцессорного ильменита как главного минерала-носителя и концентратора Ti, особенностей его кристалломорфологии и химического состава в гранитоидах последовательных интрузивных фаз.

Методика исследований включала изучение в протолочках гранитоидов акцессорного ильменита, его диагностика, отбор мономинеральных фракций для количественного подсчёта содержаний и аналитических исследований. Химический состав ильменита определён на электронном сканирующем микроскопе JSM–6510LV (г. Новосибирск, аналитик Хлестов М.В.), и при участии автора – в лаборатории каф. ГРПИ на рентгено-флюоресцентном микроскопе (XGT-7200, аналитик к.г.-м.н. Рудмин М.А.). С целью определения коэффициентов титанности, марганцевистости, концентрации Ti относительно кларка использованы методы петрохимических пересчётов, для вычисления температур кристаллизации использованы формулы Г.М. Беляева и В.А. Рудника [1].

Результаты исследований

Изучением кристалломорфологических особенностей акцессорного ильменита выделено две его формы: кристаллогранные, толстотаблитчатые с отчётливыми гранями ромбоэдров размером 0,3...0,5 мм и уплощенные зёрна, лишённые кристаллогранных очертаний с пористой микроямчатой поверхностью. Хорошо огранённые кристаллы преимущественно распространены в плагиограните главной фазы, в лейкограните заключительной фазы зёрна ильменита обычно лишены граничных форм.

Таблица

Химический состав акцессорного ильменита гранитоидов алейско-змеиногорского комплекса, мас. %

| №№ | TiO ₂ | FeO | MnO | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | V ₂ O ₃ | CaO | Na ₂ O | MgO | Cr ₂ O ₃ | ZnO | Сумма |
|----------------------------------|------------------|-------|-------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------|-------------------|-------|--------------------------------|------|--------|
| Плагиограниты главной фазы | | | | | | | | | | | | |
| 1. | 50,36 | 39,42 | 11,72 | 0,47 | – | – | – | – | – | – | – | 101,97 |
| 2. | 49,67 | 47,73 | 3,06 | – | – | – | – | – | – | – | – | 100,46 |
| 3. | 50,38 | 45,75 | 4,74 | – | – | – | – | – | – | – | – | 100,87 |
| 4. | 49,94 | 41,23 | 8,95 | – | – | – | – | – | – | – | – | 100,12 |
| 5. | 54,06 | 42,39 | 4,56 | – | – | – | – | – | – | – | – | 101,01 |
| 6. | 52,06 | 38,7 | 4,3 | 0,34 | – | 0,5 | 0,48 | – | – | – | – | 96,38 |
| 7. | 52,38 | 41,26 | 5,27 | – | – | 0,31 | – | – | – | – | – | 99,22 |
| 8. | 51,44 | 37,69 | 7,53 | – | – | 0,35 | 0,43 | – | – | – | – | 97,44 |
| Лейкограниты заключительной фазы | | | | | | | | | | | | |
| 9. | 51,63 | 37,67 | 12,19 | – | – | – | – | – | – | – | – | 101,49 |
| 10. | 51,34 | 32,79 | 13,96 | – | – | – | – | – | – | – | – | 98,09 |
| 11. | 49,62 | 47,65 | 3,54 | – | – | – | – | – | – | – | – | 100,81 |
| 12. | 49,56 | 44,46 | 3,78 | – | – | – | – | – | – | – | – | 97,8 |
| 13. | 43,77 | 43,96 | 0,39 | 1,13 | 0,85 | – | – | – | – | – | – | 90,1 |
| 14. | 47,27 | 37,03 | 2,49 | 3,42 | 1,13 | – | – | – | – | – | – | 91,34 |
| 15. | 51,19 | 40,19 | 8,33 | – | – | – | 0,033 | 0,079 | 0,042 | 0,045 | – | 99,91 |
| 16. | 51,01 | 27,39 | 16,89 | – | – | 0,29 | – | – | – | – | 3,85 | 99,43 |

Примечание: 1) прочерк – элемент не установлен; 2) порядковые номера анализов в таблице соответствуют номерам кристаллохимических формул, приведённых ниже.