



УДК 52-1/-8,552.64,549.5

ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИЕ МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В ИРГИЗИТАХ

© 2019 г. Е. С. Сергиенко¹, *, С. Ю. Янсон¹, А. А. Костеров¹, П. В. Флоренский²,
Н. С. Овчинникова¹, П. В. Харитонский³, А. М. Кульков¹

¹Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования “Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина”, Москва, Россия

³Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования “Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет “ЛЭТИ” имени В.И. Ульянова (Ленина)”, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: e.sergienko@spbu.ru

Поступила в редакцию 29.04.2019 г.

После доработки 10.06.2019 г.

Принята к публикации 27.07.2019 г.

Представлены результаты изучения структурно-фазового состава включений в иргизитах – тектитоподобных стеклах астроблемы Жаманшин. Обнаружено наличие микронных и субмикронных кристаллических железосодержащих минералов. Это сфероиды, скелетные агрегаты, и кристаллы необычной структуры и сложного состава.

DOI: 10.1134/S036767651911022X

ВВЕДЕНИЕ

Исследование тектитов представляет интерес как с минерагенетической, так и общегеологической точек зрения при изучении импактных структур и геологической роли коптогенеза в структурном, морфологическом и вещественном преобразовании внешних оболочек Земли. В настоящее время общепринятой является модель происхождения тектитов в результате падения крупных метеоритов или астероидов/комет. Тектиты представляют собой продукт переработки земных пород, подвергшихся экстремальному ударному метаморфизму (сверхвысокие давления, температуры и скорости остывания), содержащий в небольших количествах космогенное вещество. В целом они являются рентгено-аморфными силикатными стеклами однородного состава с характерными аэродинамическими формами. Известные на Земле поля рассеяния тектитов сопоставляются с крупными импактными событиями. Австралазийское поле – с неизвестным (не найденным) кратером в районе полуострова Индокитай, тектиты Северной Америки – с кратером Чесапик (США), найденные в Чехии молдавиты – с событием Рис (Германия), айвориты Кот-д’Ивуара – с кратером Босумтви в Гане.

Иргизиты – лапилли, стекла черной окраски, разновидность тектитов, распространенные в метеоритном кратере Жаманшин (Казахстан,

48°24′ с.ш., 60°48′ в.д., южная часть Тургайского плато). Вопросу о принадлежности иргизитов к тектитам посвящено много исследований, начиная с работ П.В. Флоренского, который стоял у истоков изучения Жаманшина [1]. Основным аргумент в пользу этого предположения – общие черты химического состава, минералогических и петрографических характеристик. Эта общность заключается в избытке в них SiO₂ и Al₂O₃ при недостатке щелочей и преобладании двухвалентного железа над трехвалентным [2].

Однако иргизиты имеют ряд существенных отличий от типичных тектитов, что делает их особенно привлекательными для изучения. Иргизиты распространены непосредственно в ложе кратера и являются существенной частью коптогенного комплекса астроблемы. Размеры их невелики и колеблются от 1–2 мм и менее (микроиргизиты) до нескольких см по длинной оси. Морфология иргизитов очень разнообразна – почти идеальные сфероиды (микроиргизиты) (рис. 1), каплевидные, гантелеобразные, брызгообразные с характерными поверхностными структурами течения. Нередки и находки иргизитов весьма причудливых форм (рис. 2). Это также позволяет выделять их в особую группу. И наконец, состав и виды включений. Несмотря на то, что иргизиты изучаются уже давно, оказалось, что нет единого представления об их химическом составе и петрографических характеристиках.

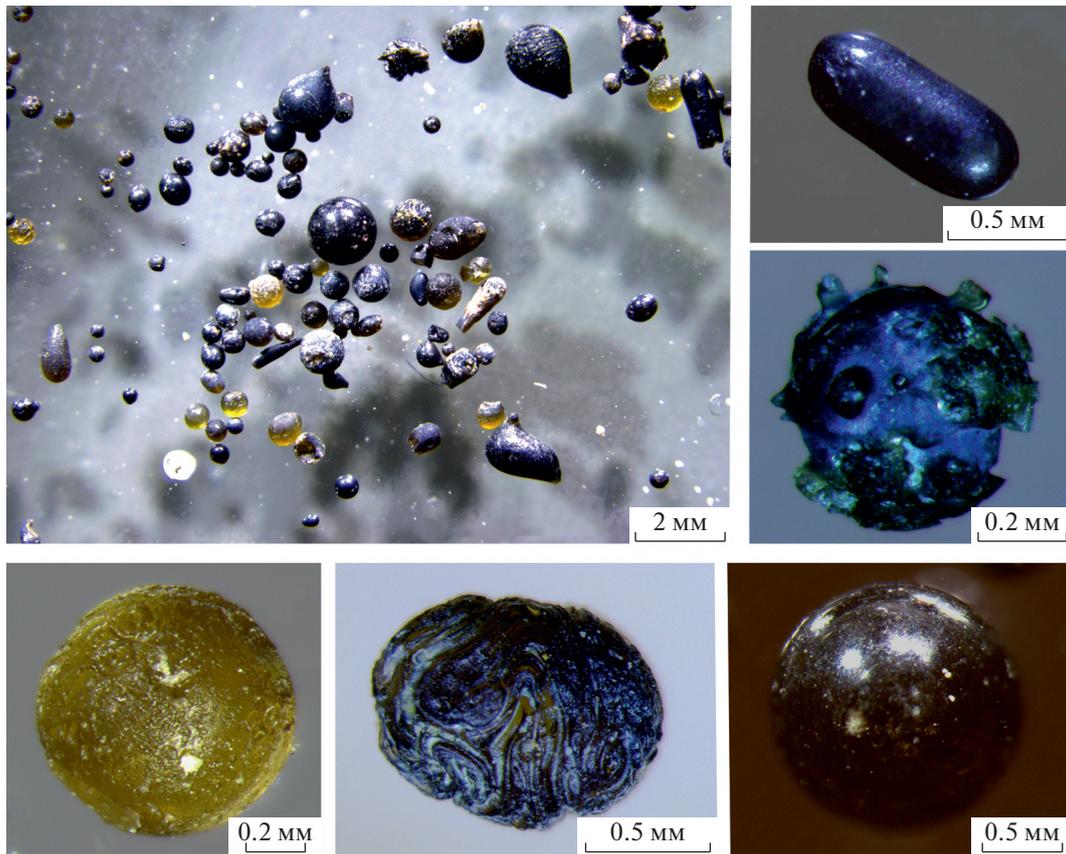


Рис. 1. Микроиргизиты. Оптическая микроскопия.

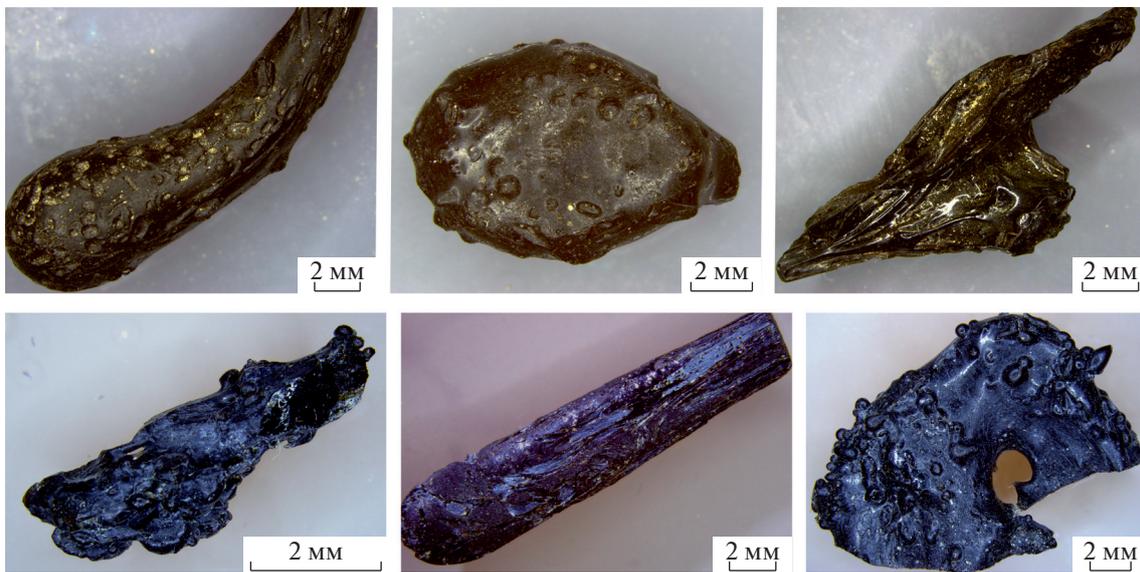


Рис. 2. Иргизиты. Разнообразие форм. Оптическая микроскопия.

В данной работе исследовали две коллекции иргизитов, отобранных во время геолого-геофизических экспедиций Академии Наук СССР 1977 г. и Санкт-Петербургского государственного универ-

ситета (СПбГУ) 2018 г. Во время полевых работ, проводимых группой сотрудников СПбГУ, была собрана большая коллекция, содержащая более 1000 образцов. Вопреки часто встречающемуся в

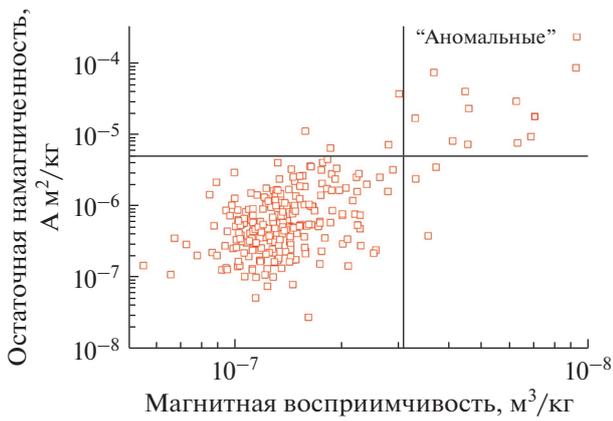


Рис. 3. Диаграмма “Магнитная восприимчивость—естественная остаточная намагниченность” образцов иргизитов.

литературе представлению, что ареалы распространения лапиллей—иргизитов находятся только там, где картируются значительные по площади выбросы импактитов или кристаллических пород [3], ограниченные, в основном, только юго-западным сектором импактной структуры, нами иргизиты были собраны практически повсеместно на склонах внутренней воронки кратера (за исключением восточной части). Это согласуется с данными отчетов по результатам экспедиций Всесоюзного научно-исследовательского геологического института им. А.В. Карпинского (ВСЕГЕИ) 1980-х гг. [4]. Более того, микроиргизиты и обломки импактных стекол фиксировались в составе алогенной брекчии в ядрах сверхглубоких (около 1000 м) скважин в центральной части астроблемы [5].

Ранее авторами настоящего исследования в работах [6, 7] были представлены результаты серии магнитометрических экспериментов на импактных расплавах астроблемы Жаманшин. В частности, была измерена начальная магнитная восприимчивость χ (мост восприимчивости MFK-1FA, AGICO, Czech Republic) и интенсивность естественной остаточной намагниченности (NRM) (СКВИД-магнитометр SRM 755 2G Enterprises, US) около 700 образцов. В основном, иргизиты показывают очень низкую, положительную начальную магнитную восприимчивость от 60 до $1000 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$. Величина естественной остаточной намагниченности колеблется от $2.7 \cdot 10^{-8}$ до $2.3 \cdot 10^{-4} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$.

Значения восприимчивости и интенсивность NRM, соответственно, коррелируют достаточно хорошо (рис. 3), что дает естественный критерий для классификации всех образцов на “нормальную” ($\chi < 300 \cdot 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$, $\text{NRM} < 4 \cdot 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$) и “аномальную” группы. “Аномальные” иргизиты значительно более “магнитны” и содержат

ферри- или ферромагнитные включения. Изучению структурно-фазовых характеристик этих включений и посвящена настоящая работа.

РЕНТГЕНОВСКАЯ КОМПЬЮТЕРНАЯ МИКРОТОМОГРАФИЯ

На первом этапе были применены неразрушающие методы, одним из которых является рентгеновская томография. Исследования выполнены на компьютерном микротомографе высокого разрешения SkyScan 1172 Bruker. Характеристики источника рентгеновского излучения: 20–100 кВ, 0–250 мкА, разрешающая способность: от <0.8 до 30 мкм.

Для томографии были отобраны фрагменты иргизитов из “аномальной” (по данным магнитометрии) группы размером $3 \times 3 \text{ мм}$. В результате выявлено множество неоднородностей в стекляннй матрице иргизита двух типов, различающихся по плотности. Первый тип с относительно низкой плотностью представлен многочисленными округлыми и вытянутыми образованиями разного размера, которые иногда объединяются в группы и цепочки. Предположительно они являются порами, концентрации которых в разных образцах варьируют от 5.5 до 8.9 об. %. Второй тип, плотность которых существенно выше — это мелкие зерна, рассеянные в стекле. Некоторые из них обнаруживают следы кристаллографической огранки. На рис. 4, видно, что отдельные зерна второй группы имеют поверхностную пленку меньшей плотности, чем центральные части. Концентрации их составляют от 0.004 до 0.146 об. %.

Для дальнейшего изучения каждый из отобранных образцов был разделен на две части: первая часть истерта в порошок для исследований рентгенодифракционными методами, из второй части приготовлены полированные шлифы, залитые в эпоксидную смолу.

Рентгенофазовый анализ выполнен на рентгеновском дифрактометре Bruker “D2 Phaser”. По результатам рентгенофазового анализа, из-за низкой концентрации, железосодержащие включения не были обнаружены. Однако во всех образцах наряду с аморфной фазой задетектированы сигналы от кристаллического кварца.

ОПТИЧЕСКАЯ МИКРОСКОПИЯ

Оптическая микроскопия в отраженном свете (поляризационный микроскоп Leica DM 4500 P) подтвердила наличие включений рудной фазы в виде зерен необычной “блочной” структуры (рис. 5). Из-за мелких размеров частиц определить фазу по цветам интерференции оказалось сложно, однако определенно виден различный состав отдельных “блоков”, составляющих микрористалл. Наиболее крупные зерна явно двух-

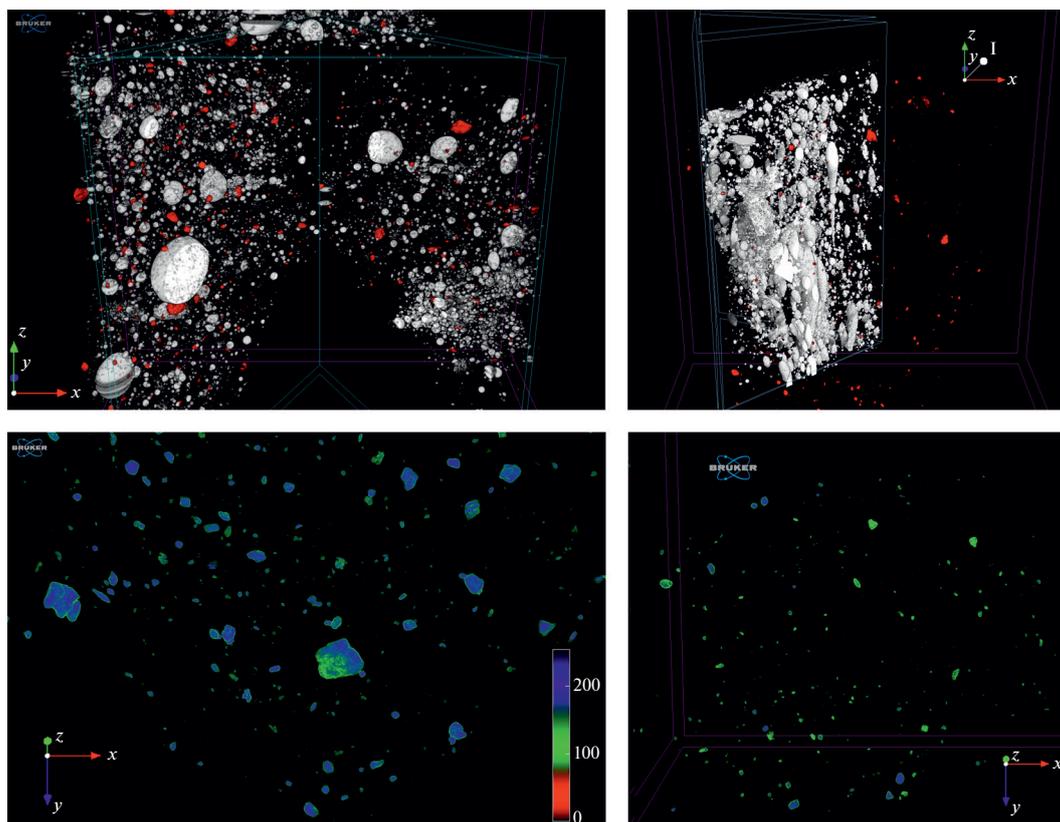


Рис. 4. Реконструкция трехмерной модели рентгеновских изображений.

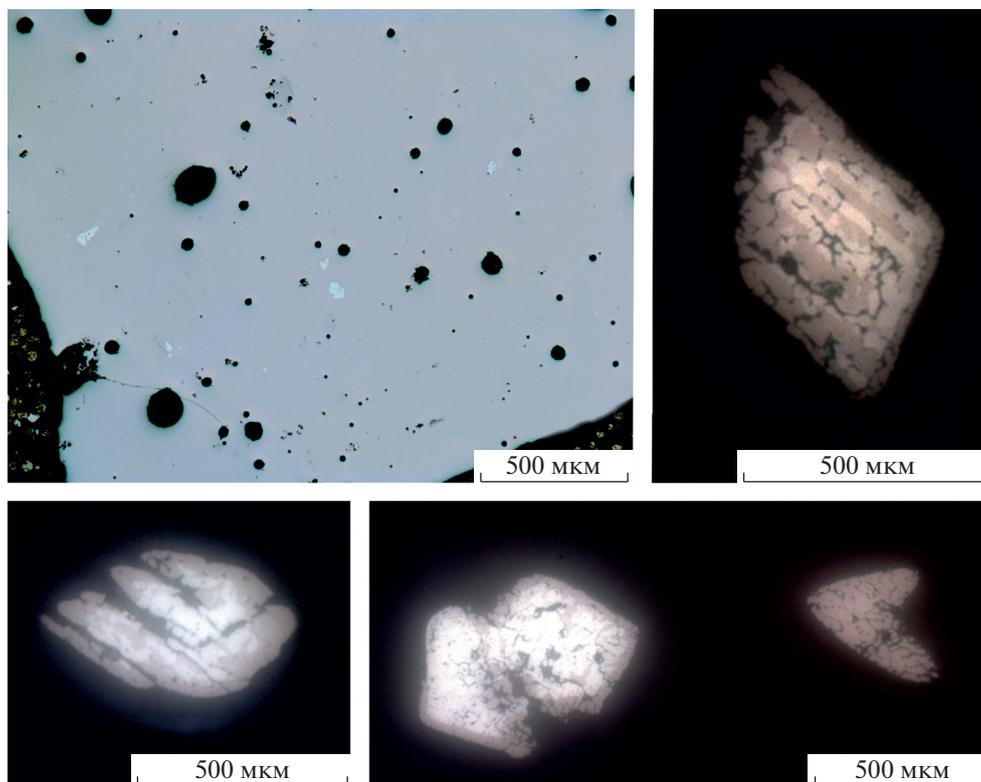


Рис. 5. Включения в иргизитах. Оптическая микроскопия.

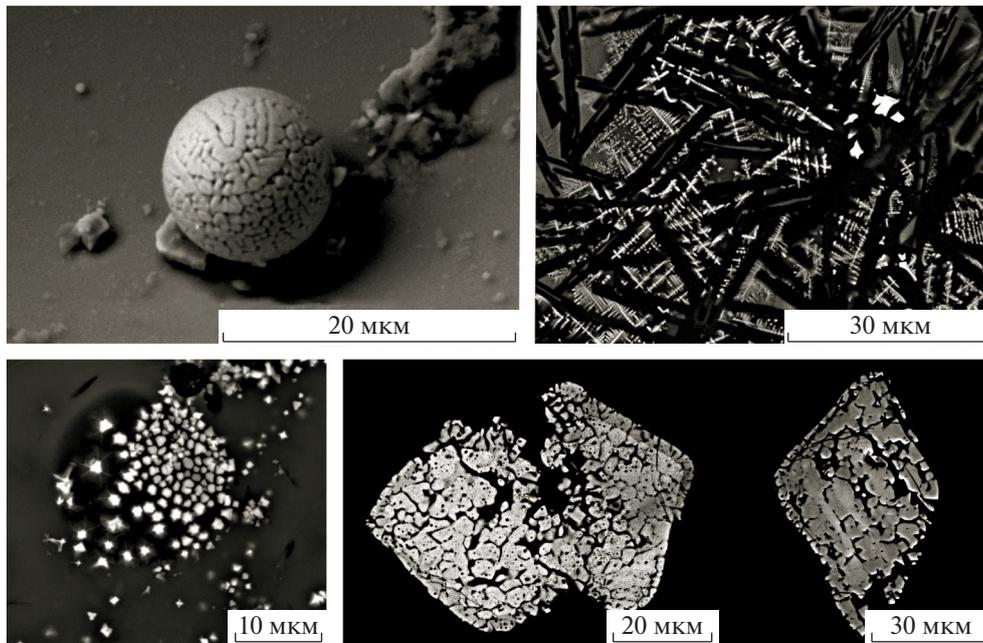


Рис. 6. Изображение СЭМ. Включения в иргизитах. *а* – Вторичные электроны; *б, в, г* – отраженные.

фазные. Центральные части зерен серые с коричневатым оттенком. Краевые зоны и зоны вдоль трещин обладают более высокими оттенками отражения. По характеру отражательной способности можно предположить, что перед нами оксиды железа: гематит и магнетит.

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования выполнялись на следующем оборудовании: электронный микроскоп Hitachi ED3000 (Япония) с микроанализатором Oxford ED3000 (Oxford, UK); система со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA

200 3D (FEI, Нидерланды) и аналитическим комплексом Pegasus 4000 (EDAX, USA); Hitachi S-3400N (Япония) со спектрометром Oxford Instruments X-Max 2 и комплектом оборудования и программ EBSD AzTek HKL Channel 5 Advanced.

Методами электронной микроскопии удалось обнаружить микровключения в иргизитах (рис. 6). Размеры включений варьируются от 1 до 50 мкм. Среди них можно выделить “свободные” включения – сфероиды (рис. 6а) с гладкой либо скульптурной поверхностью, встреченные в пустотах и на поверхности шлифов. Их принадлежность к иргизиту на этом этапе однозначно установить нельзя. Другие заключены в стекле иргизита. Среди них обнаружены следующие морфологические виды: агрегаты скелетных кристаллов (рис. 6б); вершинные формы скелетного роста, переходящие к полногранным; микрозернистые агрегаты частично ограниченных зерен (рис. 6в); кристаллы, имеющие сложную внутреннюю структуру, состоящую из отдельных “блоков” (рис. 6г). В режиме отраженных электронов отчетливо видно двухфазное строение некоторых из них.

Следующий этап исследований было определение химического состава методом энергодисперсионного спектрального анализа. Все проанализированные включения, зерна и сфероиды, оказались соединениями железа и кислорода с примесями Ti (до 9.5 вес. %), Mg (до 6.0 вес. %), Al (до 14.7 вес. %). В некоторых зернах отмечается присутствие Mn, Cr и Ni не превышающее 1.5 вес. %. Содержание Fe варьируется от 43.0 до 97.5 вес. %. На диаграмме Fe–O (рис. 7) можно выделить два

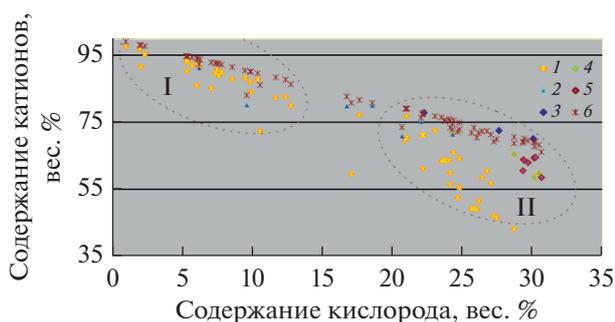


Рис. 7. Химический состав включений (по оси *Y* – железо): включения в матрице иргизита (1); сфероиды, свободные включения (2); эталонные составы – вюстит, магнетит, гематит (3); гематит по данным EBSD-анализа (4); магнетит по данным EBSD-анализа (5). Химический состав включений (по оси *Y* – сумма катионов Fe + Ti + Al + Mg) (6).

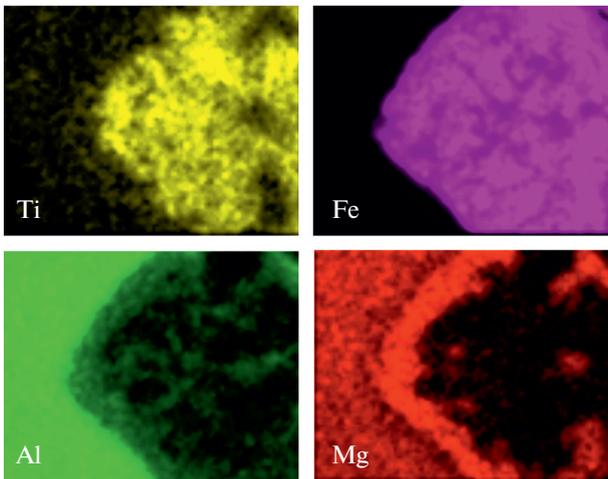


Рис. 8. Карты распределения химических элементов.

поля: I – с содержанием Fe, более 75 вес. %, кислород при этом редко превышает 10 вес. %; II – с большим разбросом значений включает анализы с содержанием Fe менее 75 вес. %, стехиометрически отвечающих оксидам Fe – вюстититу, магнетиту, гематиту.

Включения поля I, по всей видимости, представлены самородным железом. Небольшие примеси кислорода можно объяснить вторичной флуоресценцией, либо наличием тонкой оксидной пленки на поверхности. Следует отметить, что в данном типе включений отмечено минимальное количество примесей. Включения поля II, напротив, содержат большое количество примесей, среди которых основное положение занимают Ti, Al, Mg. Редкие точки составов между двумя полями видимо представляют составные спектры из-за малых размеров включений. Большинство скелетных включений относится к полю II. Кристаллы “блоковой” структуры представлены всеми химическими разновидностями, при этом различные “блоки” одного зерна и отдельные кристаллиты существенно отличаются по содержанию примесей. Сферулы также могут иметь химический состав от железного до “вюститового”.

На рис. 8 представлены карты распределения химических элементов. Отчетливо видна гетерофазность кристаллических включений, но остается вопрос о принадлежности каждой из фаз к определенному минеральному виду.

Для уточнения структурно-фазовых характеристик был выполнен анализ дифракции обратного-рассеянных электронов EBSD (Electron Backscatter Diffraction). Основанный на брэгговской дифракции отражённых электронов, метод EBSD позволяет проводить точечный анализ, картирование кристаллических ориентаций и получать информацию о кристаллической структуре. Согласно

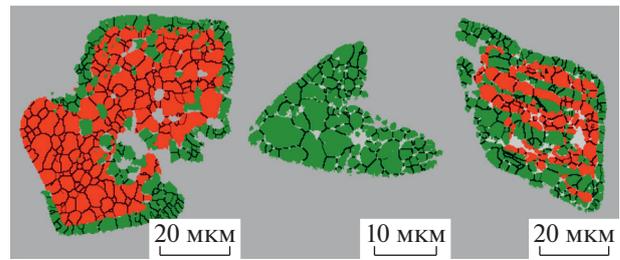


Рис. 9. Фазовое распределение гематита (красное) и магнетита (зеленое).

но результатам EBSD, гематит выполняет центральные части зерен, либо распространяется по параллельным структурным плоскостям (рис. 9). Следует отметить, что не все зерна оказались полифазными, большая часть включений представлена магнетитом.

ИОННОЕ ТРАВЛЕНИЕ

Данное исследование выполняли с целью исключения вероятности привноса “свободных” включений на стадии пробоподготовки. Сферула в поровом пространстве была подвергнута ионному травлению. Метод предполагает удаление вещества с поверхности исследуемого объекта и используется для выявления внутренней структуры и состава материала при послойном анализе.

Процесс выполняется в два этапа: 1) высокоэнергетичными ионами Ga вытравливается вспомогательный кратер для обнажения области интереса в объеме образца; 2) производится травление последовательных срезов исследуемой области. Параллельно с ионной резкой получаем набор изображений в отраженных и вторичных электронах (SEM), а также энергодисперсионные спектры составов в различных точках объема.

Объектом исследования был выбран шарик, находящийся в углублении (рис. 10). Диаметр полости визуально (при наблюдении сверху) кажется существенно превышающем диаметр шарика, так, что последний мог свободно туда “закатиться”. В результате травления стало очевидно, что диаметр шарика больше, чем вскрытая при шлифовке часть полости, и, следовательно, шарик находился в ней до вскрытия и не смог попасть туда на этапе пробоподготовки. Можно предположить, что и другие, лежащие на поверхности сферылы, могли выпасть при нарушении целостности образца.

ЭДС-анализ показал (см. табл. 1), что сферула представлена самородным железом с оксидной поверхностной пленкой.

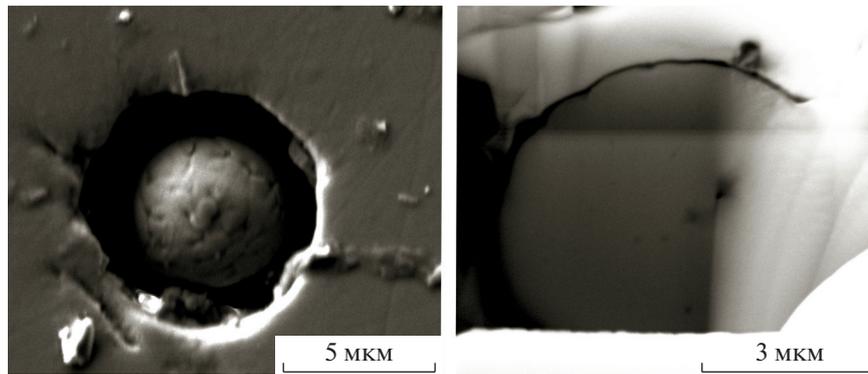


Рис. 10. Сферула в пустотке. Вид сверху и внутри (ионное травление).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Минералогические и петрографические характеристики большинства тектитов, как и их химический состав хорошо изучены. Практически во всех тектитах широко распространены пузырьки (внутренние полости) и включения лешательрита. Содержание основных элементов таково: SiO_2 67.0–85.1; Al_2O_3 7.3–17.6; FeO 1.1–6.8; MgO 0.4–3.9; CaO 0.4–4.0; Na_2O 0.9–3.8; K_2O 0.3–3.8; TiO_2 0.3–1.4 вес. % [8]. Надо отметить существование таких подгрупп, как НМg-тектиты (где “Н” означает “высокий”), НСа-австралиты, НСа-филиппиниты и другие. В большинстве случаев наблюдается обратная связь между содержанием SiO_2 и другими составляющими (кроме СаО), но иногда (например, НСа-австралиты или НМg-австралиты) для соединений Na_2O и K_2O обнаруживается даже положительная корреляция [9]. При этом связь химического состава с географией тектитных групп не подтверждена. Следовательно, пока не ясно, почему, несмотря на различный состав пород мишени при импактном событии, тектиты характеризуются единством состава. Отсюда вытекает естественный вопрос об условиях и петрогенетических процессах, происходящих при застывании расплавов и образовании тектитов.

Таблица 1. Химический состав внутренней (1) и внешней (2) зон сферулы

Содержание элементов, вес. %	(1)	(2)
O	6.22	22.6
Si	1.44	1.78
Al	0.34	0.45
Fe	91.19	75.2
Mg	0.16	0.00
Mn	0.65	0.50
Сумма	100.00	99.99

Известно, что одной из особенностей коптогенеза является возможность протекания окислительно-восстановительных реакций с участием элементов переменной валентности, в первую очередь, железа [10]. Окислительное состояние железа в различных формах нахождения (как в виде ионов, рассеянных в стеклянной матрице, так и в виде скрытокристаллических/кристаллических фаз и включений) в расплавах, зависит от ряда внешних и внутренних параметров — температуры, летучести кислорода, химического состава исходных пород. Знание особенностей влияния этих параметров на соотношение окисного и закисного железа дает возможность реконструировать окислительно-восстановительные условия формирования импактных расплавов [11, 12].

Для очень широкого круга тектитов были выполнены исследования методами Мёссбауэровской спектроскопии, EXAFS и XANES-спектроскопии и соотношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в целом известны. Для тектитов из различных полей рассеяния этот параметр варьируется: от 0.005 до 0.036 [13]; 0.025–0.149 [11]; 0.05–0.15 [14]. Конкретно, для молдавитов — 0.066, ризалитов — 0.012, бедиазитов — 0.023 [15], индошинитов из Таиланда — 0.066–0.074 [1, 16].

В работе [17] с помощью XANES-спектроскопии были определены степени окисления железа (соотношения $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$) для микротектитов различных полей рассеяния. Микротектиты Австралазийского поля и Кот-д’Ивуара демонстрируют низкие (около 0.05) значения соотношений $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$, что справедливо согласуется с одноименными тектитами. Напротив, североамериканские микротектиты характеризуются широким диапазоном соотношений $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ — от 0.02 до 0.61. Эти факты свидетельствуют о различных условиях образования, и, по мнению авторов, широкий диапазон степени окисления микротектитов Северной Америки не связан с неоднородностью пород мишени при импактном событии, а определяется расстоянием от центра

взрыва, на котором выпадают тектиты и микро-тектиты.

Значительно меньше публикаций имеется о структурно-фазовом состоянии железосодержащих микронных и субмикронных включений и скрытокристаллических фаз. Скрытокристаллические и наноразмерные фазы (якобсит) были обнаружены методом ЭПР в молдавитах и индошинитах [18]. Субмикронные выделения трехвалентного железа в тектитах были обнаружены этим же методом и идентифицировались как магнетит [19].

В 1964 году появились данные об обнаружении металлических шариков, найденных в филиппинских тектитах [20]. Их состав определялся как агрегат камасита, шрейберзита и троилита, а генезис объяснен метеоритной природой. Этим же Ni–Fe шарикам посвящена работа 1983 г. [21]. Здесь авторы, опираясь на данные о содержании никеля, которое значительно ниже, чем в метеоритах (1–3 против 5 мас. %) делают вывод о том, что эти сферулы являются результатом восстановительных процессов *in situ*.

Обобщение данных показывает, что в тектитах железосодержащие фазы могут присутствовать в составе самой немагнитной матрицы, в виде скрытокристаллических фаз и в виде нано- и субмикронных включений (вюстит, магнетит, гематит).

Иргизиты, несомненно, в ряду тектитов занимают особое место и в последнее время даже выделяются в особую группу – тектитоподобных импактитов – так как имеют значительно более окисленный состав ($Fe^{3+}/\Sigma Fe \sim 0.2–0.3$) [9]. Показано [8], что они более неоднородны, чем другие тектиты, за единственным исключением – индошиниты типа Муонг-Нонг. Что касается содержания воды, есть данные, что в иргизитах оно выше, чем в других тектитах (0.05 мас. % против 0.007–0.013 мас. %), [22].

В недавних работах Т.А. Горностаевой с коллегами было выявлено два типа слагающих импактные расплавы Жаманшина негомогенных стеклол: расплавленное и конденсатное. Основными критериями такого разделения является содержание кремнезема (менее 75% SiO₂ для расплавленного и 80–100% для конденсатного) и наличие включений [23–25]. В расплавленном стекле иргизитов эти включения достигают 0.3–0.5 мкм, аморфны и по составу близки к известным минералам. Выделяются силикатные включения, нанокристаллы железа, зародыши рутила, самостоятельная циркониевая фаза, халькозин, бадделеит, капли металлической меди, аморфное включение имеющее состав, близкий к титаномагнетиту. В конденсатном стекле обнаружены кристаллические зародыши в 5–30 нм: зародыши рутила, Zr–Ti–Nb и другие циркониевые фазы. Делается вывод, что высококремниевые конденсатные стекла иргизи-

тового типа наиболее устойчивы к процессам выветривания, в то время как все другие типы стеклол более подвержены процессам девитрификации с образованием вторичных глинистых минералов.

Кроме того, в иргизитах были обнаружены разнородные фрагменты космогенного вещества – никельфосфид Ni₃P и ZnAl₂ [26]. В конденсатном стекле иргизитового типа отмечается наличие высокобарического полиморфа CdSe со структурным мотивом NaCl, который предположительно образовался в газо-плазменном облаке в момент импактного события [27]. Авторами [28] фиксируется присутствие в иргизитах наноразмерных Cr-, Fe-, Ti- и Ni-содержащих включений.

Таким образом, все эти данные говорят о том, что иргизиты имеют в составе разнообразные наноразмерные аморфные или скрытокристаллические зародыши рудных минералов, но практически не имеют железосодержащих фаз в виде субмикронных включений и скелетных выделений. Исключение составляют находки самородного железа [1].

Наши исследования показали, что это не так. Примерно 5–6% иргизитов составляют особую группу. Это проявляется в их магнитных свойствах и в структурно-фазовом составе. Они содержат ферри- и ферромагнитный компонент в виде кристаллических фаз микронных и субмикронных размеров. Эти результаты, а также факт широкого распространения иргизитов в коптогенном комплексе астроблемы позволяют сделать выводы, которые лучше всего формулируются в виде вопросов.

Существует ли генетическое отличие иргизитов и тектитов? Определяется ли их генезис исключительно резким и быстрым переохлаждением расплава ниже температуры ликвидуса – процессом, характеризующимся наивысшими скоростями остывания (первые сотни град/с) от максимальных начальных температур (3000–2500°C) [29]? Какова степень влияния на импактные расплавы их история “сразу после” быстрого воздействия сверхвысоких давлений и температур и в дальнейшем?

Ответы на эти вопросы могут послужить основой для уточнения реконструкции импактного события Жаманшин, помогут вернее определить параметры ударника и энергию взрыва; прояснить палеогеографическую обстановку в районе удара и, как следствие, геоморфологическую историю Тургайского плато и более крупных тектонических единиц. С точки зрения минерагенетических особенностей формирования рудных минералов иргизиты и импактные расплавы могут служить моделью для понимания процессов рудной минерализации, что представляет интерес и для целей разведочной геологии и для решения

фундаментальных задач физики Земли, например, для палеомагнитных исследований.

Авторы выражают глубокую признательность Виктору Людвиговичу Масайтису за предоставленную возможность работы с фондами ВСЕГЕИ, Ярославу Иосифовичу Бойко за ценные советы и поддержку, Константину Ефимовичу Книжнику, директору ТОО “Запрудгеология” (Актобе, Казахстан) за неоценимую помощь в проведении полевых работ, Владимиру Николаевичу Крупко, директору Омского планетария, за содействие в планировании и проведении полевых маршрутов.

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00626 “Магнитная релаксация в горных породах по данным магнитной гранулометрии и электромагнитного зондирования” и гранта СПбГУ 28999531 “На исходящую академическую мобильность”. Работы выполнены с использованием оборудования ресурсных центров Научного парка СПбГУ: Центр диагностики функциональных материалов для медицины, фармакологии и нанoeлектроники; Нанотехнологии; Нанофотоника; Геомодель; Ресурсный центр микроскопии и микроанализа; Рентгенодифракционные методы исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Флоренский П.В. Метеоритный кратер Жаманшин. М.: Наука, 1980.
- Данилин А.Н., Масайтис В.Л., Мащак М.С. Геология астроблем. Ленинград: Недра, 1980. 232 с.
- Бойко Я.И., Коробков В.Ф., Баймагамбетов Б.К. и др. // Урал. геол. журн. 2009. № 6. С. 40.
- Райхлин А.И. Отчет по договору № 924 “Составить и передать в издание специализированную геологическую карту структуры Жаманшин масштаба 1 : 50 000 с объяснительной запиской”. Ленинград, 1991.
- Райхлин А.И. Отчет по договору № 718 “Провести петрографическое изучение брекчий и импактитов структуры Жаманшин по керну скважин глубокого бурения”. Ленинград, 1989.
- Starunov V.A., Kharitonskii P.V., Kosterov A. et al. // 81st Annu. Meet. Meteorit. Soc. (Moscow, 2018). P. 6113.
- Starunov V.A., Kosterov A.A., Sergienko E.S. et al. // In: Recent advances in rock magnetism, environmental magnetism and paleomagnetism. Nurgaliev D., Shcherbakov V., Kosterov A., Spassov S. (eds). Springer Geophysics Series. Berlin: Springer, 2019. P. 445.
- Koeberl C. // Annu. Rev. Earth Planetary Sci. 1986. V. 14. P. 323.
- Флоренский П.В. // Метеоритика. 1977. № 36. С. 120.
- Луканин О.А., Кадик А.А. // Геохим. 2007. № 9. С. 933; Lukaniin O.A., Kadik A.A. // Geochem. Int. 2007. V. 45. № 9. P. 857.
- Воловецкий М.В., Луканин О.А., Русаков В.С., Каргальцев А.А. // Геохим. 2012. № 4. С. 362; Volovetskiy M.V., Lukanin O.A., Kargal'tsev A.A., Rusakov V.S. // Geochem. Int. 2012. V. 50. № 4. P. 330.
- Costa B.F.O., Klingelhöfer G., Panthöfer M., Alves E.I. // Hyperfine Interact. 2014. V. 226. № 1–3. P. 613.
- Dunlap R.A. // Hyperfine Interact. 1997. V. 110. № 3–4. P. 217.
- Volovetsky M.V., Rusakov V.S., Chistyakova N.I., Lukanin, O.A. // Hyperfine Interact. 2008. V. 186. P. 83.
- Dunlap R.A., Eelman D.A., MacKay G.R. // J. Non-Cryst. Sol. 1998. V. 223. № 1–2. P. 141.
- Costa B.F.O., Klingelhöfer G., Alves E.I. // Hyperfine Interact. 2014. V. 224. № 1–3. P. 51.
- Giuli G., Cicconi M.R., Eeckhout S.G. et al. // Amer. Mineralogist. 2013. V. 98. № 11–12. P. 1930.
- Мунеева Р.М. и др. // Минералог. журн. 1984. Т. 6. № 2. С. 30.
- Райхлин А.И., Кириков А.Д., Козлов В.С. // ДАН СССР. 1986. Т. 287. № 2. С. 422.
- Chao E.C.T., Dwornik E.J., Littler J. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. № 6. P. 971.
- Ganapathy R., Larimer J.W. // Earth Planetary Sci. Lett. 1983. V. 65. № 2. P. 225.
- King E.A., Arndt J. // Nature. 1977. V. 269. № 5623. P. 48.
- Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. // ДАН. 2015. Т. 464. № 1. С. 91; Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Kartashov P.M., Bogatikov O.A. // Doklady Earth Sci. 2015. V. 464. № 1. P. 924.
- Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. // Петрология. 2016. Т. 24. № 1. С. 3; Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Kartashov P.M., Bogatikov O.A. // Petrology. 2016. V. 24. № 1. P. 1.
- Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. // Петрология. 2017. Т. 25. № 1. С. 3; Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Kartashov P.M., Bogatikov O.A. // Petrology. 2017. V. 25. № 1. P. 1.
- Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 92; Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Kartashov P.M., Bogatikov O.A. // Petrology. 2018. V. 26. № 1. P. 82.
- Карташов П.М., Горностаева Т.А., Мохов А.В., Богатиков О.А. // ДАН. 2016. Т. 467. № 6. С. 698; Kartashov P.M., Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Bogatikov O.A. // Doklady Earth Sci. 2016. V. 467. № 2. P. 412.
- Jonášova S., Ackerman L., Žák K. et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 190. P. 239.
- Фельдман В.И., Сазонова Л.В. // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 596.