

## ФАЯЛИТ-СЕКАНИНАИТОВЫЕ ПАРАЛАВЫ РАВАТСКОГО УГОЛЬНОГО ПОЖАРА (Центральный Таджикистан)

В.В. Шарыгин, Э.В. Сокол, Д.И. Белаковский\*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

\* Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, 119071, Москва, Ленинский просп., 18, корпус 2, Россия

Знаменитый природный пожар на Фан-Ягнобском каменноугольном месторождении (Таджикистан) продолжается уже более 2 тыс. лет. Данная работа посвящена минералогии наиболее высокотемпературных образований Раватского пожара — ферробазитовых паралав (урочище Кухи-Малик близ бывшего кишлака Рават), представляющих собой продукты полного плавления осадочного субстрата угольного месторождения Фан-Ягноб. Паралава содержит фаялит, секанинаит, герцинит, Ti-магнетит, тридимит и кислое стекло. Изредка присутствуют глобулы сульфидов (в основном пирротин) и Fe-Ti-оксидов, гриналит (по фаялиту), гематит и низкокальциевый пироксен (клиноферросилит). Для породы характерно значительное количество ксенолитов частично оплавленных клинкеров (до 20 % от объема), состоящих из муллита, кордиерита, тридимита и реликтов детритового кварца. Темноцветные минералы паралавы имеют достаточно высокую железистость ( $100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > 60$ ). Для секанинаита характерны высокие концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  (до 1.4 мас.%). Уникальная особенность химического состава данной паралавы — чрезвычайно низкое содержание  $\text{CaO}$  (0.5 мас.%). Наиболее вероятным субстратом, претерпевшим плавление, была смесь пелитовых пород (50—70 %) и бурых железняков (30—50 %). Высококальциевые осадочные породы не были задействованы в процессах генерации данных пирогенных расплавов, что предопределило отсутствие в паралаве плагиоклаза и высококальциевого пироксена. Температура исходного расплава была достаточно высокой  $>1210$  °C. Собственно кристаллизация фаялит-секанинаитовой паралавы Раватского пожара, вероятно, происходила в интервале температур 1200—1100 °C в условиях относительно низкой (вблизи буфера QFM) фугитивности кислорода, вне области активного взаимодействия с воздухом. Массовая кристаллизация железистой шпинели и фаялита приводила к обогащению расплава глиноземом и  $\text{SiO}_2$ , что повлекло за собой формирование секанинаита и тридимита. Остаточный расплав эволюционировал в сторону кислых глиноземистых жидкостей, обогащенных калием, кальцием и фосфором. В условиях резкого падения температуры (при обрушении кровли или открытии крупных трещин, что обычно для подземных угольных пожаров) он закаливался в стекло при  $>1080$ — $1090$  °C.

*Фаялит, секанинаит, фаялит, клиноферросилит, герцинит, тридимит, паралава, каменный уголь, Раватский пожар, Фан-Ягнобское месторождение.*

### FAYALITE-SEKANINAITE PARALAVA FROM THE RAVAT COAL FIRE (central Tajikistan)

V.V. Sharygin, E.V. Sokol, and D.I. Belakovskii

We studied ferrous paralava, a high-temperature rock produced by complete fusion of the sedimentary protolith in the Ravat natural coal fire, which has been on for over two thousand years. The paralava was sampled from the Fan-Yagnob coal deposit at the Kukhi-Malik site in the vicinity of former Ravat Village in central Tajikistan. This rock contains fayalite, sekaninaite, hercynite, Ti-magnetite, tridymite, and siliceous glass. Low-Ca pyroxene (clinoferrrosilite), globules of sulfides (mainly pyrrhotite) and Fe-Ti oxides, secondary greenalite (after fayalite), and hematite are minor. Paralava includes xenoliths of partially molten clinkers (up to 20 vol.%) composed of mullite, cordierite, tridymite, and relict detrital quartz. We found relatively high Fe contents ( $100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > 60$ ) in mafic minerals, high  $\text{K}_2\text{O}$  enrichment (up to 1.4 wt.%) in sekaninaite, and an unusually low CaO content (0.5 wt.%) in the rock. The Ravat paralava appears to be derived from a mixture of pelitic rocks (50—70%) and iron-rich rocks (30—50%), but without participation of calcareous material, which explains the low CaO and the absence of plagioclase and Ca-bearing pyroxene. The primary melt was as hot as  $>1210$  °C, and the coal-fired fayalite-sekaninaite paralava crystallized at 1200—1100 °C, at a relatively low oxygen fugacity (near the QFM buffer), outside the zone of active aeration. Large-scale crystallization of ferrosinels and fayalite led to increasing  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$  in the melt, whence sekaninaite and tridymite crystallized as later phases. The residual melt progressively acquired a more silicic-aluminous composition, rich in  $\text{K}_2\text{O}$ , CaO, and  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and became quenched to glass at  $>1080$ — $1090$  °C, when temperature dropped abruptly, possibly, by roof collapse or opening of large cracks, as it usually happens in underground coal fires.

*Fayalite, sekaninaite, clinoferrrosilite, hercynite, tridymite, paralava, coal, Ravat coal fire, Fan-Yagnob coal deposit*

## ВВЕДЕНИЕ

Сведения об угольных пожарах в Центральной Азии содержатся в сочинениях Плиния Старшего (24—79 гг. н.э.), средневековых арабских географов, в древнекитайских хрониках, в трудах В.А. Обручева и наших современников [Абубакиров, 1962; Збарский, 1963; Новиков, Супрычев, 1986; Новиков, 1989, 1993]. Самым значительным и знаменитым угольным пожаром в Центральной Азии является Раватский пожар на Фан-Ягнобском месторождении (Центральный Таджикистан), длящийся уже более 2 тыс. лет [Романовский, 1882; Корженевский, 1913; Ермаков, 1935; Вадило, 1958]. Фронт горения за это время переместился на 10 км, оставив на поверхности зону горельников [Геология..., 1968; Новиков, 1993]. Фумарольная активность наблюдается и в настоящее время главным образом в двух местах: на правом берегу р. Ягноб в верховьях урочища Кухи-Малик (старинное название Кан-Таг — «горящая гора»), а также на левом берегу реки, вблизи впадения в нее ручья Габеруд.

Все предыдущие исследования пирогенных продуктов Раватского пожара были посвящены преимущественно возгонной минерализации [Ермаков, 1935; Вадило, 1958; Новиков и др., 1979, 1989; Новиков, Супрычев, 1986; Белаковский, Москалев, 1988; Новиков, 1989, 1993; Сребродольский, 1989; Belakovski, 1990; Nasdala, Pekov, 1993], что имело веские основания. Это единственный каменноугольный пожар, который в течение, как минимум, тысячелетия (средние века и новое время) служил промышленным источником нашатыря и квасцов. Месторождение не только снабжало этим сырьем страны Центральной Азии, но и обеспечивало его экспорт в Европу по Великому шелковому пути. На данный момент в пределах фумарол выявлено более 20 минералов, представленных в основном хлоридами, сульфидами, сульфатами, нитратами и органическими соединениями [Вадило, 1958; Новиков, Супрычев, 1986; Белаковский, Москалев, 1988; Belakovski, 1990; Nasdala, Pekov, 1993]. Данная работа посвящена минералогии одного из типов паралав, наиболее высокотемпературных образований угольного пожара в урочище Кухи-Малик вблизи бывшего кишлака Рават, представляющих собой продукты полного плавления вмещающих угольные пласты осадочных пород.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ФАКТОРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ УГОЛЬНЫХ ПОЖАРОВ

Предыдущие работы по геологии Центральной Азии [Ермаков, 1935; Щукин, 1936; Щукин, Гилярова, 1936; Геология..., 1937; Трофимов, 1965; Геология..., 1968], а также обзор литературных данных по природным угольным пожарам [Калугин и др., 1991; Сокол и др., 2005; Sokol, Volkova, 2007; Novikov, Sokol, 2007; Новиков и др., 2008], дают возможность реконструировать историю геологических событий, предшествовавших подземному пожару на Фан-Ягнобском месторождении. Географически этот район рассматривается как южные цепи Тянь-Шаня (рис. 1). Вплоть до верхнего карбона здесь господствовал

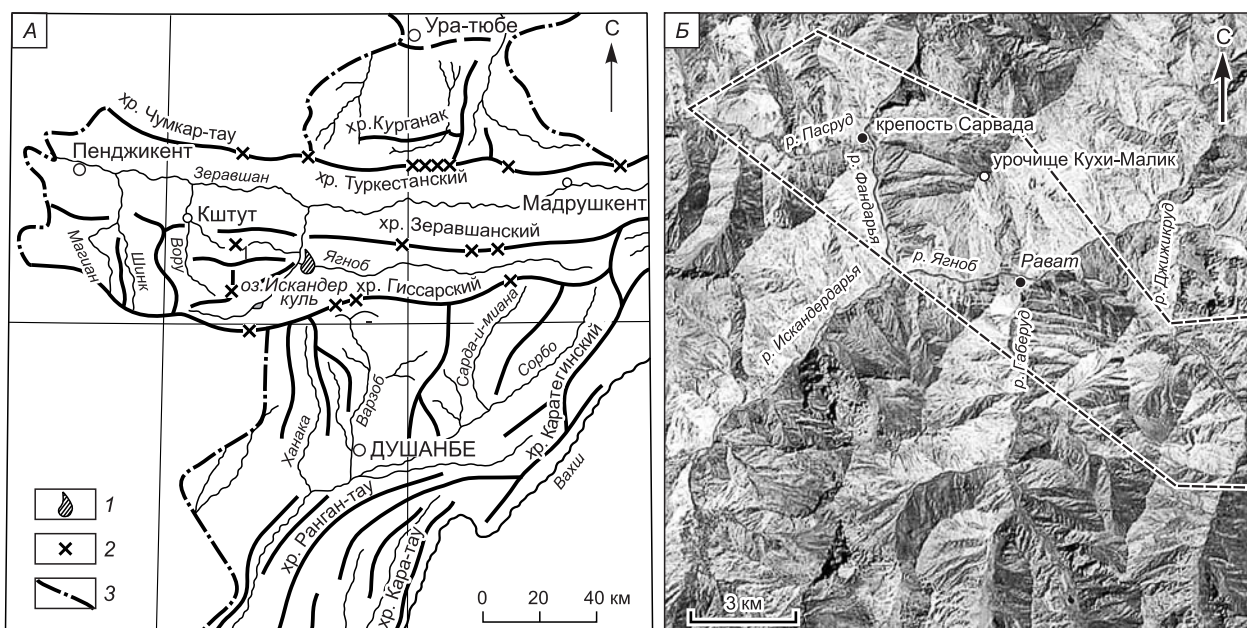
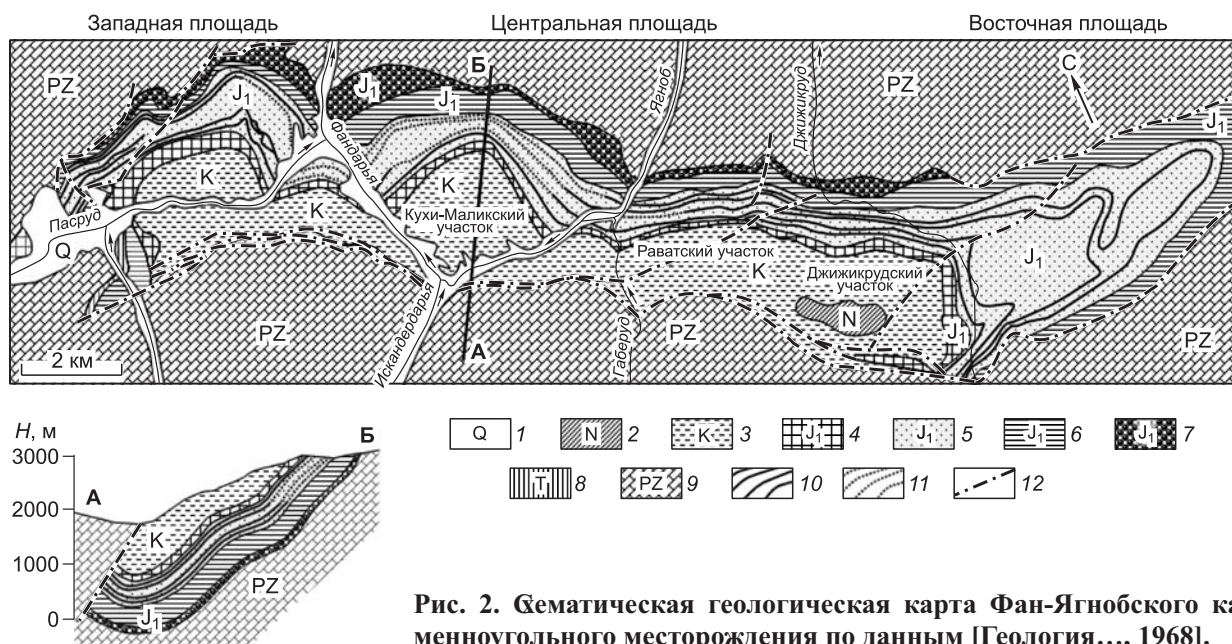


Рис. 1. Расположение Раватского пожара.

А — орографическая схема Северо-Восточного Таджикистана [Щукин, 1936]: 1 — Раватский пожар; 2 — перевалы; 3 — государственная граница Таджикистана.

Б — район Раватского пожара (космоснимок NOAA). Штриховой линией показаны границы месторождения.





**Рис. 2. Схематическая геологическая карта Фан-Ягнобского каменноугольного месторождения по данным [Геология..., 1968].**

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген; 3 — мел; 4—7 — юра: 4 — верхняя непродуктивная свита; 5 — угленосная свита; 6 — нижняя непродуктивная свита; 7 — базальная свита; 8 — триас; 9 — палеозой; 10 — угольные пласты; 11 — выгоревшие угольные пласты; 12 — линии нарушений. На врезке — схематический разрез по профилю А—Б.

морской режим. В мезозойское (преимущественно юрское) время во впадинах рельефа этой горной страны существовали мелководные лагуны, озера и болота, где и происходило формирование угля. Резкая аридизация климата в верхней юре привела к смене лагунных отложений толщами красноцветных песчаников и конгломератов. Но залегание свит оставалось согласным, что свидетельствует о неизменности и стабильности существовавших в ту эпоху форм рельефа. Горные сооружения Туркестана в течение всего палеогена существовали в условиях резко-континентального пустынного климата, что вызывало их интенсивное выветривание. В это время формируются толщи галечников и песков, на стыке гор и долин возникают гигантские осыпи, горный рельеф сглаживается. Таким образом, реальных геологических факторов для возникновения угольных пожаров в этот постседиментационный период времени не существовало.

В неогене ситуация коренным образом меняется. В ходе новейшей активизации мезозойские и палеогеновые осадки деформируются, образуя крутые, часто опрокинутые складки. Основные преобразования геологической структуры и геоморфологического рисунка Тянь-Шаня происходят под воздействием направленного давления с юга, вследствие которого возникают многочисленные разломы, сбросы и надвиговые структуры, вертикальные перемещения по которым наблюдаются до сих пор. В неогеновое время Гиссаро-Алай был поднят на 2465 м по отношению к уровню палеогенового пенепплена, а в четвертичный период еще на 1660 м. Вершины Зеравшанского хребта сегодня имеют отметки 4500—5000 м. Важнейшими сопутствующими факторами формирования современного рельефа этой территории являются процессы выветривания, деятельность рек и ледников. Осадки юрского возраста сохранились только на изолированных площадях, одной из которых и является Фан-Ягнобское угольное месторождение.

Бывший кишлак Рават расположен в каньоне р. Ягноб, высота бортов которого достигает 1 км (см. рис. 1). Река прорезает русло в несортированном материале селевых потоков и ледниковых морен, которые хорошо видны в нижнем ее течении. Угленосные толщи юрского возраста, вместе с подстилающими их породами триаса и перекрывающими их меловыми, палеогеновыми и неогеновыми осадочными породами, смяты в складки, образуя крупную синклиналиную структуру, и располагаются в пределах субширотного грабена в палеозойских карбонатных породах (рис. 2) [Геология..., 1968]. Собственно угленосные толщи расположены ближе к северной части этого грабена. Генеральное направление падения пластов — юго-западное, средние углы падения около 45°, увеличиваются к северо-восточному краю синклинали до 60°. Угленосная толща имеет ритмичное строение. Она сложена чередованием конгломератов, аркозовых песчаников, алевролитов, глин, аргиллитов, углистых аргиллитов и угля [Ермаков, 1935; Геология..., 1968]. В очень редких случаях в глинах и песчаниках угленосной толщи присутствуют «тыквы» и линзы лимонита [Ермаков, 1935], фрагменты окаменелого дерева [Вадило, 1958]. Оолиты бурого железняка отмечались непосредственно в пластах угля [Вадило, 1958]. Пласты коксующегося каменного угля многочисленны, мощность их достигает нескольких метров, средняя мощность — 30—50 см.

Таким образом, на протяжении всего плиоцен-четвертичного времени этот район обладал «идеальным» сочетанием геологических и геоморфологических условий для возникновения пожара. Однако возгорание, по-видимому, произошло уже в историческое время.

По нашему мнению, картину событий в данном случае усложнило влияние древних оледенений. Наряду с общеклиматическими причинами (резкое похолодание на фоне повышенной влажности) тектонический фактор выступал одним из главных условий их развития [Добрецов и др., 2001]. Основные центры оледенения совпали с областями устойчивого поднятия, одной из которых был Гиссаро-Алай. Значительные ледниковые массы формировались здесь со второй половины нижнечетвертичного времени [Трофимов, 1965]. В эпоху Тупчакского (Искандерского,  $Q_1^2$ ) оледенения средняя высота гор здесь достигала 2800 м, оледенение было долинным, а его площадь в 2 раза превышала нынешнюю. К концу среднечетвертичного времени максимального развития достигает Ляхское оледенение ( $Q_2^{2+3}$ ). Горы Гиссаро-Алая были в это время на 400—600 м ниже современных, а площадь оледенения превосходила современную в 4 раза. К концу верхнечетвертичного времени рельеф этой горной области уже мало отличался от нынешнего, хребты были ниже лишь на 100—200 м. В голоцене площадь ледников резко сократилась и приблизилась к современной. Моренные отложения, размываемые сейчас р. Ягноб, свидетельствуют о том, что эта долина в недавнем прошлом была занята ледником, что затрудняло возможность развития здесь пожара. Возникновение пожара в таких условиях было возможно только в период сезонного оттаивания.

Горение угольных пластов на Фан-Ягнобском месторождении наблюдалось и наблюдается во многих точках на обширной территории. Зона горелых пород прослеживается на протяжении 9—10 км и охватывает восточную часть Западной площади и практически всю Центральную площадь месторождения. Некоторые пласты угля подверглись выгоранию на глубину до нескольких сот метров, почти до уровня современных речных долин [Геология..., 1968]. Наиболее интенсивное горение и фумарольная деятельность сейчас происходит на обоих берегах р. Ягноб (см. рис. 2): на правом — в верховьях урочища Кухи-Малик (Кухи-Маликский участок, Центральная площадь) и на левом — вблизи впадения ручья Габеруд (Раватский участок, Центральная площадь). На Раватском участке угольный пожар, по свидетельствам местных жителей, возник относительно недавно и продолжается около 50 лет. При наблюдении с вершины хребта выше урочища Кухи-Малик в хорошую погоду можно увидеть серию до десятка дымных струй, разбросанных на довольно большой территории в горах. Эти струи фиксируют положение недавно самовозгоревшихся пластов, где фумарольная деятельность находится пока на стадии образования продуктов перегонки самого угля. Пожар приурочен к зоне надвиговой структуры, угленосные породы осложнены разрывами, которые способствуют аэрации.

Самовозгорание происходит за счет экзотермических реакций при окислении содержащихся в угле сульфидов (главным образом пирита и марказита) и окисления самого угля в приповерхностных участках. В последнее время не исключается определенная роль человека в появлении новых очагов возгорания из-за разработки угольных пластов. Большая часть локальных пожаров затухает довольно быстро по мере утраты контакта с кислородом воздуха, в этом смысле пожар в урочище Кухи-Малик — исключение. Он является самым длительным по времени. Область современной фумарольной минерализации здесь находится на высоте 2500—2600 м, при общем перепаде высот от 1700 до 2960 м. Ориентировочное положение очага горения — 2300—2600 м. В коренном залегании зоны пелитовых пород разной степени обжига (зоны горельников) наблюдаются как над, так и под пластами выгоревших углей. Их мощность в зависимости от мощности угольного пласта может достигать 20 м [Ермаков, 1935]. На склоне в Ю-ЮВ направлении от очага горения также наблюдаются скопления фрагментов обожженных пород. Именно здесь были отобраны образцы паралав. В коренном залегании эти породы не были выявлены. На данный момент продукты фумарольной деятельности, а также часть обожженных пород на этом участке частично эродированы. Очевидно, пожар перемещался по простиранию угольных пластов вверх по склону, поскольку такое расположение пластов на довольно крутых склонах способствовало более легкому доступу кислорода.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

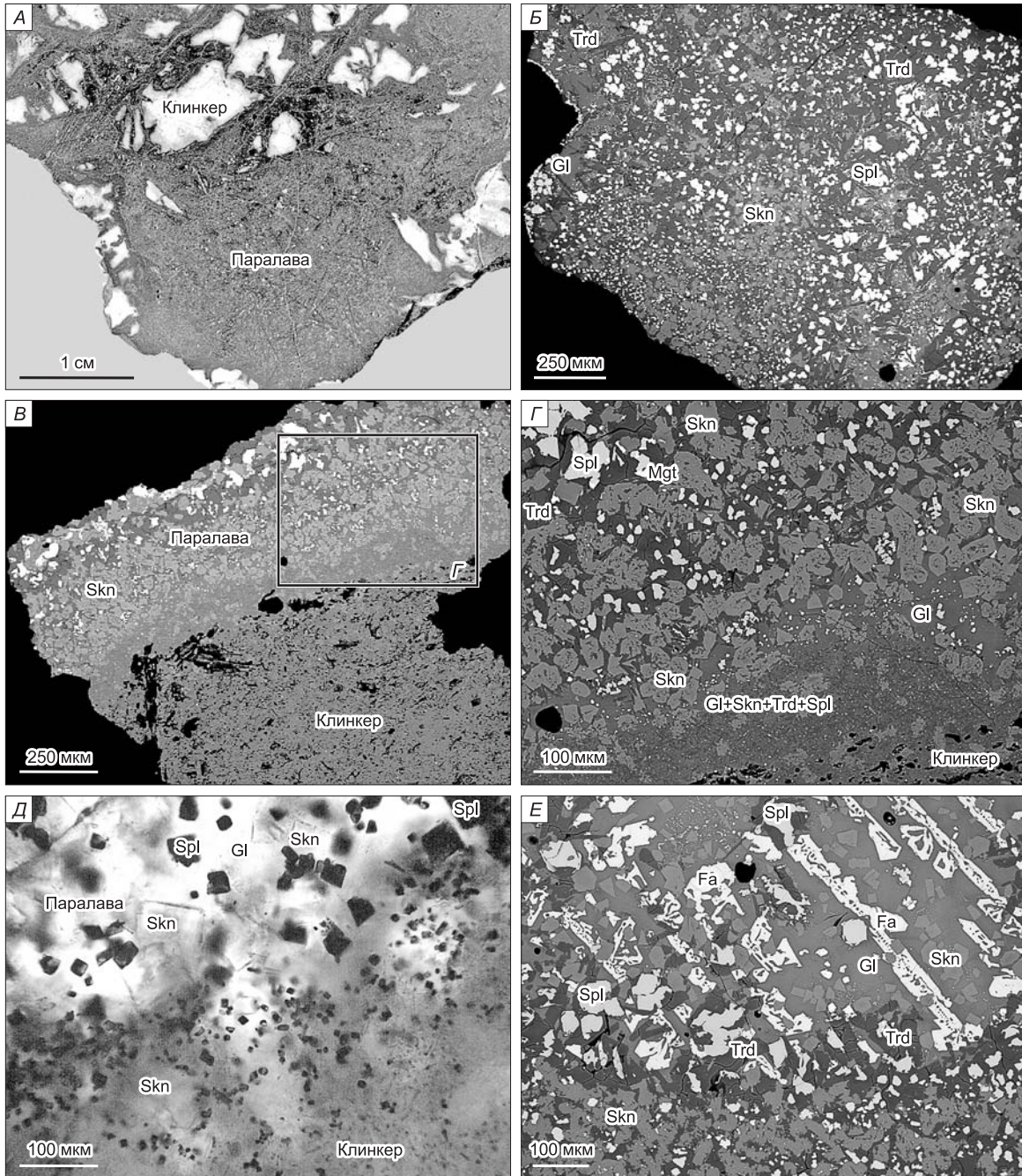
Полированные шлифы (100—200 мкм в толщину) паралав Раватского пожара, а также отдельные фрагменты пород, помещенные в эпоксидную смолу, использовались для оптических наблюдений в проходящем и отраженном свете. Количественный анализ минералов выполнен на микрозонде Camebax-Micro. Параметры съемки:  $V = 20$  кВ,  $I = 20—40$  нА; размер пучка зонда — 2 мкм; общее время анализа — 30—40 с; стандарты — природные минералы и синтетические фазы:  $Fe_2O_3$ , пироп O-145, диопсид, оливин, ильменит, Mn-гранат, ортоклаз и альбит. Размер анализируемых зерен минералов превышал 10 мкм. Сканирующий микроскоп JEOL 6380LA был использован для получения фотографий образцов в обратнорассеянных электронах (BSE) и карт распределения элементов. Рентгенофазовый анализ пород



выполнен на дифрактометре ДРОН-3. Все исследования проведены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

### ПАРАЛАВЫ РАВАТСКОГО ПОЖАРА

В урочище Кухи-Малик среди горелых пород преобладают обожженные до кирпичного состояния розовые и красные клинкеры, присутствует зола, оставшаяся после полного выгорания угля, а также кокс — продукт его пиролитического разложения. Повсеместно распространена обильная гематитовая пропитка и продукты ее гидратации — железистые охры [Ермаков, 1935; Геология..., 1968]. Вместе с тем



**Рис. 3. Взаимоотношения паралавы и фрагментов клинкера, различные зоны в паралаве, Раватский пожар.**

*А* — образец паралавы с фрагментами клинкеров; *Б* — бесфаялитовая крупнозернистая зона в паралаве; *Б, Г, Д* — контакт между паралавой и клинкером; *Е* — фаялитсодержащая крупнозернистая зона в паралаве. *А, Д* — обычный свет; *Б–Г, Е* — BSE-фотографии.

Skn — секанинаит; Trd — тридимит; Fa — фаялит; Gl — стекло; Spl — шпинель; Mgt — Ti-магнетит.

полностью переплавленные породы — паралавы — на Фан-Ягнобском месторождении лишь упоминались здесь как базальтоподобные породы [Belakovski, 1990] и шлакоподобные «бухиты» (стекло + кварц + лабрадор + кордиерит + муллит) [Nasdala, Pekov, 1993]. Они не являются типичными для этого района пирогенными породами. На сегодня известно лишь то, что они образуют небольшие прожилки в непосредственной близости с выгоревшим угольным пластом и цементируют фрагменты остеклованных клинкеров. На этом основании можно предполагать, что полное плавление осадочного субстрата на Раватском пожаре носило локальный характер. Уникальный образец базитовой паралавы (ОП1809, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва) был найден в урочище Кухи-Малик (Зеравшанский хребет), приблизительно на 1000 м выше бывшего кишлака Рават.

Изученный образец базитовой паралавы содержит значительное количество ксенолитов клинкеров (до 20 % от объема породы, рис. 3). Рентгенофазовый анализ клинкера выявил присутствие в нем значительного количества муллита и кордиерита, а также наличие тридимита. На этом основании нижний температурный предел преобразования осадочного протолита в зонах генерации расплавов может быть уверенно оценен выше 900 °С. Для глубинных и длительных пожаров, к числу которых и относится Раватский, это заурядные температуры [Cosca et al., 1989; Калугин и др., 1991; Сокол и др., 2005; Grapes, 2006]. Поэтому можно предполагать, что основным фактором, лимитирующим распространение железистых базитовых паралав, был состав протолита.

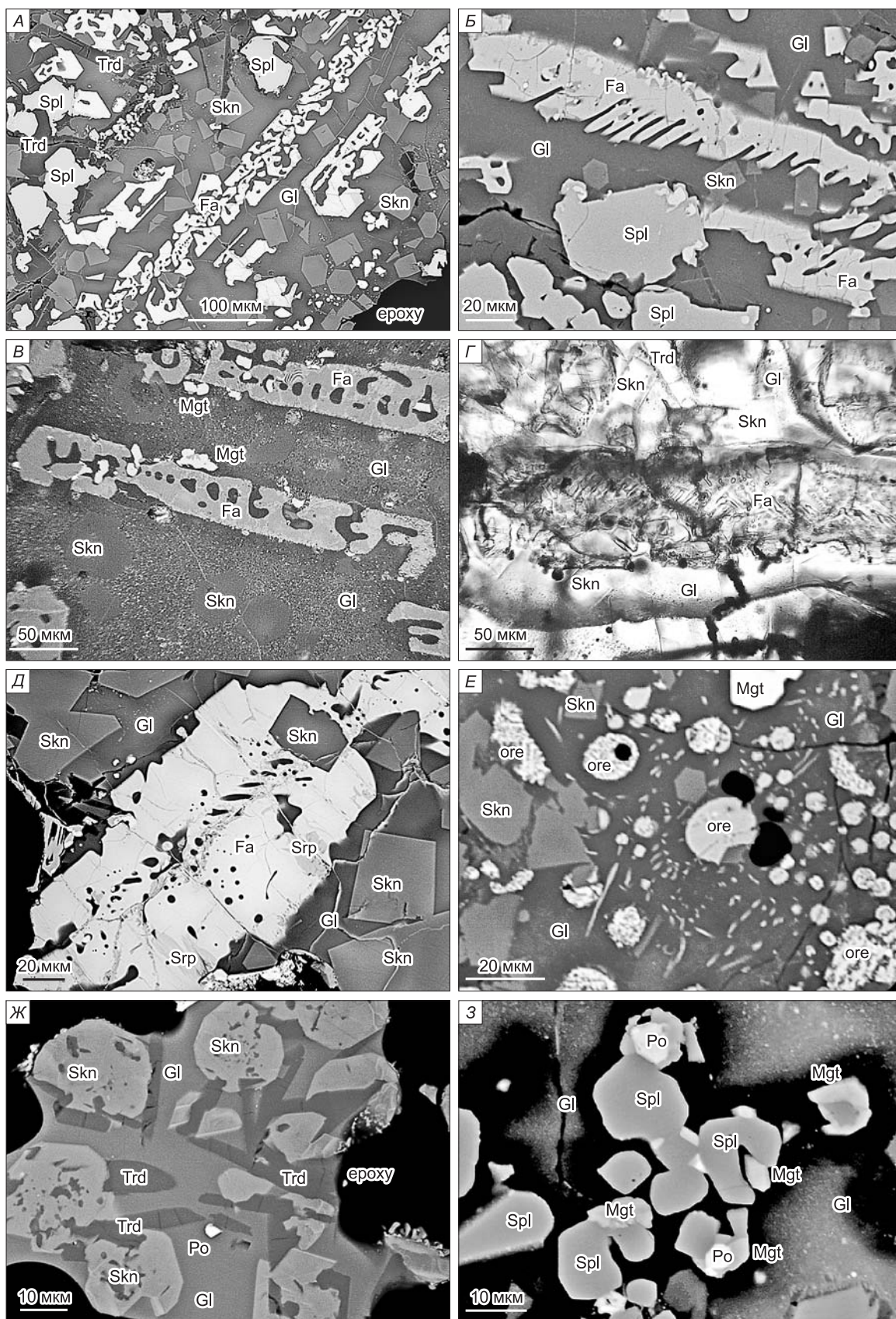
Паралава окрашена неравномерно, в основном в темно-зеленый до черного цвет. В шлифах она имеет темно-зеленый цвет, однако вблизи контакта с фрагментами клинкеров порода приобретает интенсивную фиолетовую окраску из-за обилия секанинаита (см. рис. 3). Порода прочная, обладает повышенной магнитностью, в ней присутствуют пустоты округлой формы. В составе паралавы присутствуют фаялит, секанинаит, герцинит, Ti-магнетит, тридимит и кислое стекло. Изредка удается идентифицировать глобулы сульфидов (в основном пирротина) и Fe-Ti-оксидов, а также гриналит. Гематит и низкокальциевый пироксен (клиноферросилит) присутствуют локально. Подобно паралавам Баффало [Foit et al., 1987], раватские плавленые породы отличаются высокой гетерогенностью, которая проявляется в размере зерен и в различном соотношении минералов на отдельных участках. На контакте с клинкером выделяются две зоны (примерно по 1 мм шириной каждая): со стороны клинкера — тонкозернистая (секанинаит + муллит + тридимит + реликты кварца ± стекло); со стороны паралавы — мелкозернистая (секанинаит + герцинит + стекло ± магнетит ± тридимит). Участки паралавы, удаленные от клинкеров, имеют крупнозернистую структуру и содержат фаялит, секанинаит, герцинит, стекло, магнетит и тридимит (см. рис. 3, 4). В некоторых пустотах присутствуют идеально ограниченные кристаллы клиноферросилита, фаялита, секанинаита и тридимита, иногда покрытые гематитом или англезитом (рис. 5). В целом паралава не несет признаков интенсивных вторичных изменений. Среди вторичных фаз выявляются гематит, который иногда заполняет трещинки в породе и частично замещает железистые фазы в ассоциациях вокруг пустот, и гриналит, локально замещающий фаялит (см. рис. 4, Д). Исследование петрографических шлифов не позволяет однозначно реконструировать порядок кристаллизации фаз в паралаве. Можно лишь утверждать, что герцинит и клиноферросилит являются наиболее ранними фазами (см. рис. 4—6), прочие железистые минералы и тридимит кристаллизовались практически одновременно.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПАРАЛАВ РАВАТА

**Низкокальциевый пироксен (клиноферросилит)** очень редко присутствует в исследованном образце паралавы. В основном он приурочен к пустотам, где образует призматические кристаллы (до 2 мм), на поверхности которых присутствуют кристаллы фаялита, секанинаита и тридимита (см. рис. 5, А—Г). Взаимоотношения фаз показывают, что пироксен кристаллизовался несколько раньше фаялита, секанинаита, герцинита и тридимита (см. рис. 5, А—Г; 6, А—В). По железистости  $Fe\# = 100Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) = 74—85$  данный минерал соответствует клиноферросилиту с относительно высокими концентрациями  $Al_2O_3$  и  $MnO$  (4.5—5.8 и 0.6—0.8 мас.% соответственно) и низкими  $CaO$ ,  $TiO_2$  и  $Na_2O$  (<0.25 мас.%) (табл. 1) Для него также характерно постоянное присутствие незначительных количеств  $P_2O_5$  (до 0.1 мас.%). Вариации состава от центра к краю кристаллов выражаются в незначительном понижении содержания  $Al_2O_3$  и  $MgO$ . В целом среди всех известных паралав мира клиноферросилит из Равата наиболее близок по химизму пироксену из природных паралав Кузнецкого угольного бассейна (рис. 7) [Новикова, 2007].

Два минерала группы шпинели присутствуют в паралаве Равата — **герцинит** и **магнетит**. Герцинит характерен для всех минеральных ассоциаций паралавы, магнетит в значимых количествах появляется только в крупнозернистых участках. Если в мелко- и крупнозернистой зонах герцинит присутствует в виде незональных кубооктаэдрических кристаллов (см. рис. 3; 4, Б, З; рис. 8, Б), то в ассоциациях вокруг пузырей он имеет ярко выраженную зональность и иногда образует зерна с явными признаками скелетного роста (см. рис. 6, А, Д; 8, А). Магнетит в крупнозернистой зоне, вероятнее всего, кристаллизовался синхронно с фаялитом или несколько позже него. Его количество незначительно, минерал обра-



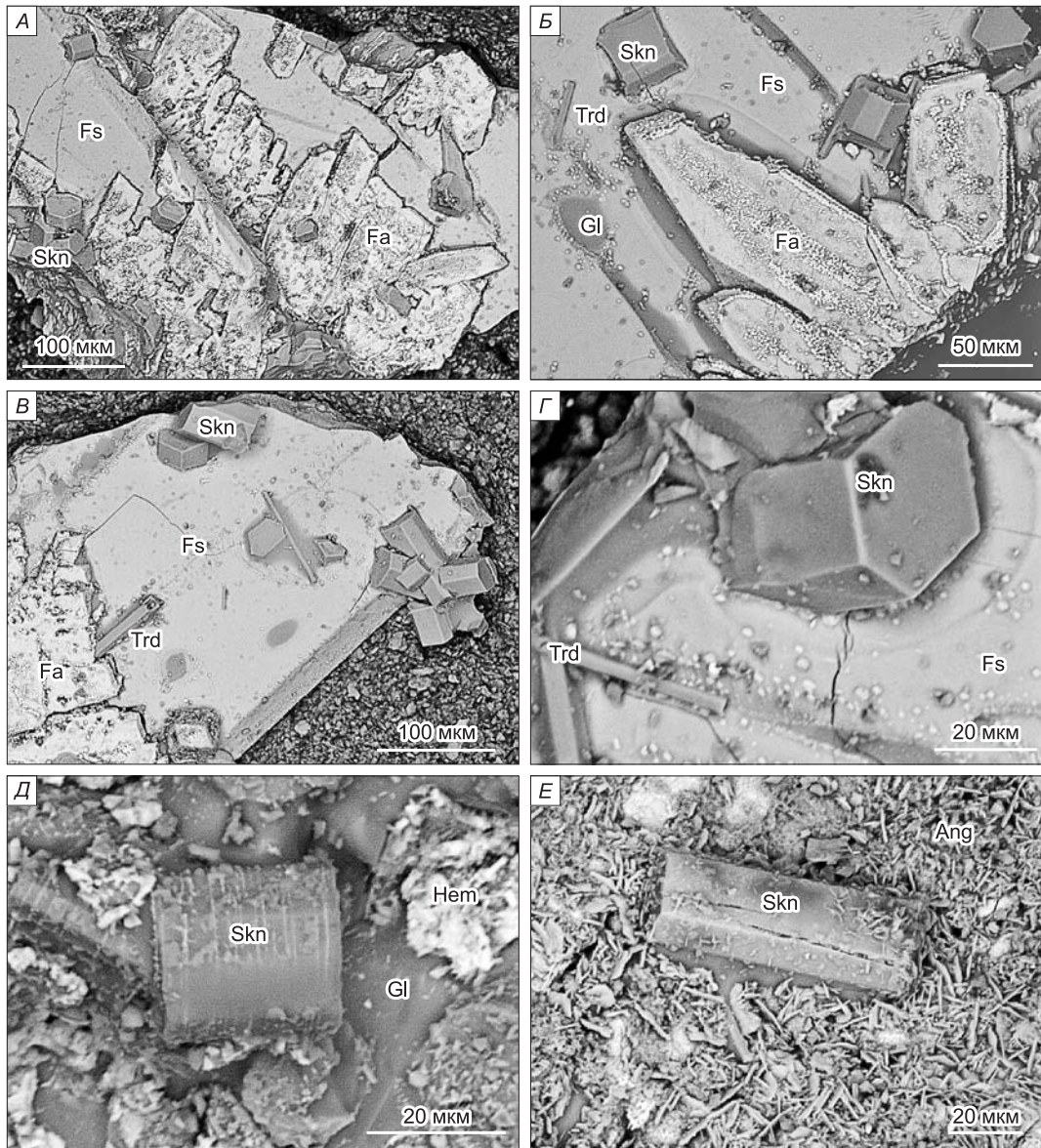


**Рис. 4. Взаимоотношения фаз в крупнозернистой зоне, паралава Раватского пожара.**

*B* — отраженный свет; *Г* — проходящий свет; другие — BSE-фотографии.

ore — глобулы Fe—Ti-оксидных фаз, Po — пирротин, Srp — гриналит (группа серпентина), epoxy — эпоксидная смола.





**Рис. 5. Взаимоотношения минералов в пустотах паралавы, Рават (BSE-фотографии).**

Fs — низкокальциевый пироксен (клиноферросилит), Hem — гематит, Ang — англезит. *A–E* — пояснения см. в тексте.

зует прерывистые каймы вокруг кристаллов раннего герцинита (см. рис. 3, *Г*; 4, 3; 8, *Б*), а также образует индивидуальные зерна на периферии и внутри фулярных фаялитов (см. рис. 4, *В*) и очень редко образует сульфидные глобулы (см. рис. 4, 3).

По составу одиночные зерна герцинита из мелко- и крупнозернистой зон достаточно однородны. Вариации их состава (мольн.%):  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  — 62.3—84.5;  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  — 9.9—24.0;  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  — 0.9—9.9. Содержание других примесей невелико (мас.%):  $\text{MgO}$  — 0.5—1.4;  $\text{MnO}$  — 0.2—0.6;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0.0—0.4;  $\text{SiO}_2$  — 0.1—0.6 (табл. 2). Герцинит из ассоциаций вокруг пустот характеризуется более широкими вариациями состава (мольн.%):  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  — 38.6—91.1;  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  — 0.1—38.9;  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  — 4.1—38.9. Концентрации других примесей также незначительны. Химическая зональность в них очень ярко выражена. Центр обогащен  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  и  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  миналами (26—39 и 15—21 мольн.% соответственно),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.5—0.8 мас.%) и обеднен  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  (38.6—52.2 мольн.%). В некоторых зернах каймы также обогащены  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  и  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  миналами, но практически не содержат  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (<0.05 мас.%) (см. табл. 2). Магнетит обогащен  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  и  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  миналами (23.6—38.1 и 21.8—31.0 мольн.% соответственно), концентрации  $\text{MgO}$  и  $\text{MnO}$  составляют 0.2—0.4 мас.% (см. табл. 2). В целом состав шпинели в процессе кристаллизации варьирует от  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  до  $\text{Fe}(\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Al})_2\text{O}_4$  (рис. 9).



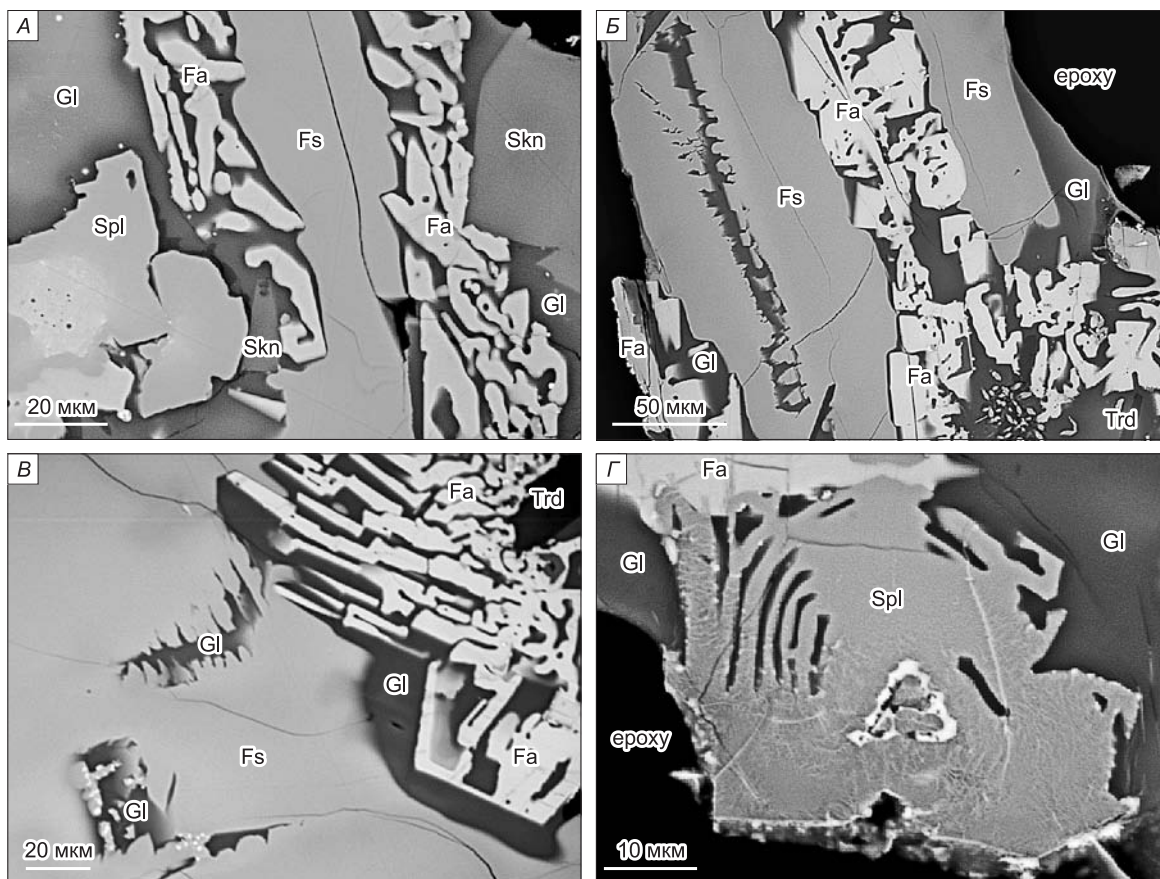


Рис. 6. Взаимоотношения минералов в ассоциациях вокруг пустот в паралаве, Рават (BSE-фотографии).

**Секанинаит** раватских паралав образует короткопризматические кристаллы псевдогексагонального габитуса (до 100 мкм, см. рис. 3—6). Следует отметить, что секанинаит из мелкозернистой зоны содержит большое количество стекловатых включений (см. рис. 3, Г, Е), тогда как в минерале из крупнозернистой зоны и ассоциаций вокруг пустот такие включения практически отсутствуют. В большинстве случаев секанинаит достаточно однороден по составу ( $Fe\# = 100Fe/(Fe + Mg) = 60—88$ ) (табл. 3). Содержания  $K_2O$  варьируют от 0.2 до 1.4, MnO — 0.2—0.3 мас.%, количество других примесей незначительно (<0.1—0.2 мас.%). Зональность проявляется редко и наиболее характерна для минерала из ассоциаций, окружающих пустоты (рис. 10). Она выражается в постепенном повышении концентраций FeO и  $K_2O$  от центра к краю кристаллов, причем самые высокие содержания  $K_2O$  (1.0—1.4 мас.%) характерны только для очень узкой ( $\approx 10$  мкм) краевой зоны (см. рис. 10, табл. 2). В целом среди всех известных паралав мира секанинаит Равата наиболее близок по химизму минералу из природных паралав Кузнецкого угольного бассейна [Новикова, 2007] (рис. 11). От классических секанинаитов из гранитных пегматитов Долни Бори (Чехия), а также из гранитов, мигматитов и других метаморфических пород вокруг интрузий [Staněk, Miškovský, 1964; 1975; Birch, Gleadow, 1974; Speer, 1981; Armbruster, 1985; Orlandi, Pezzotta, 1993; Спиридонов и др., 1994; Černý et al., 1997; Ананьев, Ревердатто, 1997; Kalt et al., 1999; Geiger et al., 2000; Khomeňko et al., 2001; Malcherek et al., 2001; Fediuk, 2001; Hiroi et al., 2002; Fediuk, Fediuková, 2003; Gottesmann, Förster, 2004; Žaček, 2004] железистый кордиерит Раватского пожара отличается ряд специфических особенностей химического состава, присутствующих также и всем прочим пирометаморфическим кордиеритам. Прежде всего, это низкое содержание натрия (0.005—0.03, очень редко до 0.13 ф.ед.), в противоположность чешским образцам, существенно обогащенным этим элементом (Na — 0.11—0.23 ф.ед.). Следует также указать на повышенные концентрации  $K_2O$ , достигающие в раватских кордиеритах 1.4 мас.% (0.19 ф.ед.). В образцах из Долни Бори калий достоверно не обнаружен. Еще одной отличительной особенностью кордиеритов Равата является фактическое отсутствие в их составе  $H_2O$  и  $CO_2$ , о чем косвенным образом свидетельствуют высокие суммы микронзондовых анализов. Чешские секанинаиты, напротив, содержат значительные количества молекул  $H_2O$ , как I-, так и II-типов (в сумме около 2 мас.%). Вариации состава секанинаитов из разных ассоциаций показаны на рис. 11. Таким образом, с

Таблица 1.

**Представительные составы низкокальциевого пироксена  
из ассоциаций вокруг пустот (паралава Равата)**

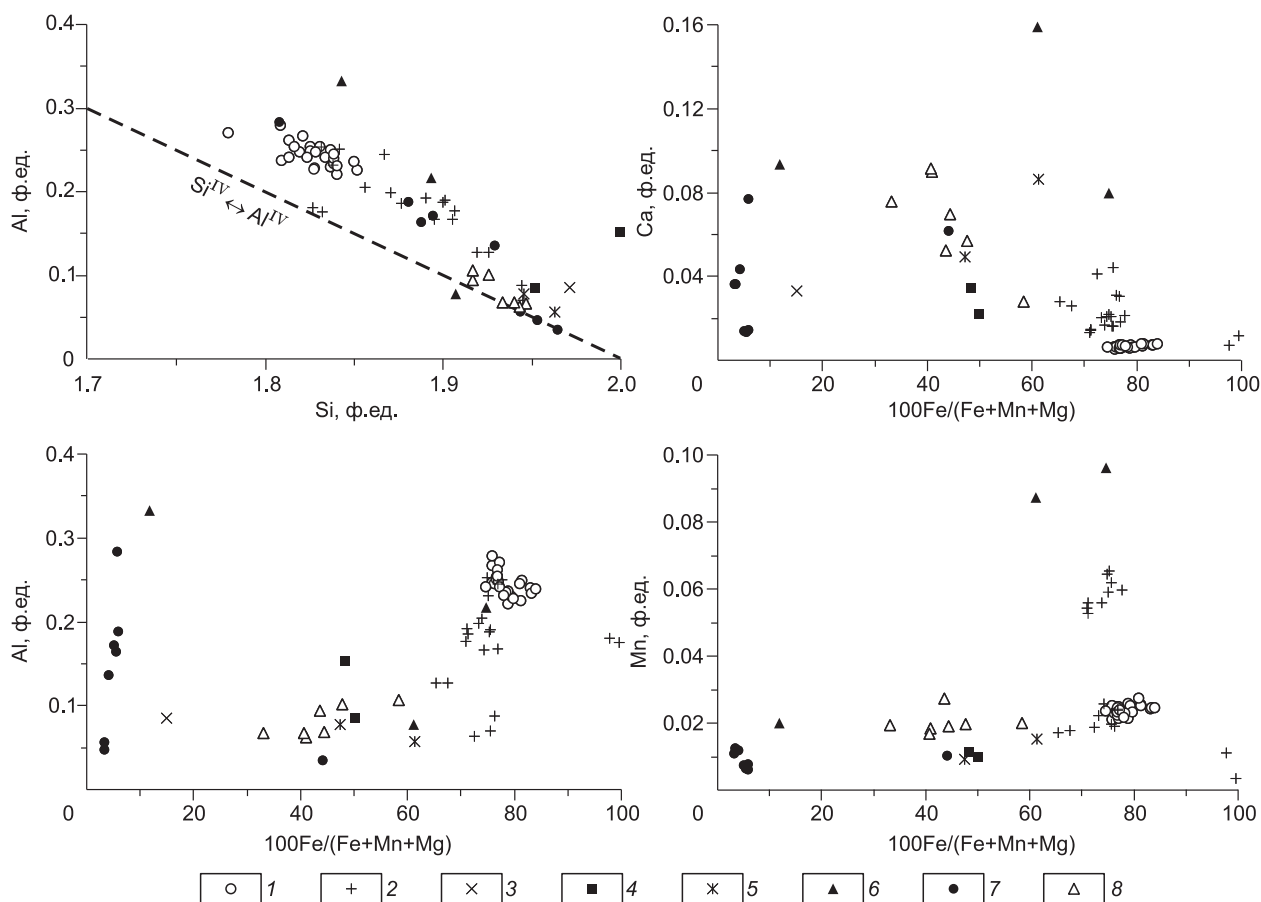
Компонент	1			2		3			4		5
	с	м	г	с	г	с	м	г	с	г	с
SiO <sub>2</sub> , мас.%	44.32	44.26	44.30	43.99	44.57	43.01	43.49	43.90	43.85	43.84	44.13
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.17	0.19	0.21	0.22	0.17	0.19	0.21	0.21	0.25	0.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.06	0.04	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.51	4.50	4.57	5.75	5.14	5.55	4.82	4.64	4.88	4.84	4.97
FeO <sub>f</sub>	41.74	43.54	44.29	41.87	42.12	43.10	43.91	44.14	45.31	45.53	41.79
MnO	0.60	0.73	0.72	0.72	0.67	0.69	0.61	0.65	0.68	0.69	0.68
MgO	7.13	6.10	5.29	7.03	6.80	6.70	6.27	5.88	4.77	4.46	7.59
CaO	0.14	0.16	0.15	0.12	0.13	0.15	0.13	0.14	0.16	0.17	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.06	0.04	0.02	0.06	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.08	0.07	0.09	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08
Сумма	99.80	99.63	99.67	99.83	99.80	99.56	99.52	99.68	99.96	99.92	99.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.28	2.65	1.72	2.67	1.93	5.02	4.09	3.21	2.42	2.03	3.72
FeO	39.69	41.16	42.74	39.46	40.39	38.58	40.23	41.25	43.13	43.71	38.44
Сумма	100.03	99.89	99.84	100.09	99.99	100.06	99.93	100.00	100.20	100.12	100.04
Si, ф.ед.	1.821	1.841	1.852	1.809	1.837	1.779	1.809	1.828	1.834	1.838	1.814
P	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003
Al <sup>IV</sup>	0.175	0.157	0.146	0.188	0.161	0.218	0.188	0.170	0.164	0.159	0.184
Σ	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ti	0.006	0.005	0.006	0.006	0.007	0.005	0.006	0.007	0.007	0.008	0.006
Cr	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Al <sup>VI</sup>	0.092	0.064	0.079	0.090	0.089	0.052	0.048	0.058	0.076	0.080	0.057
Fe <sup>3+</sup>	0.071	0.083	0.054	0.083	0.060	0.156	0.128	0.101	0.076	0.064	0.115
Fe <sup>2+</sup>	1.364	1.431	1.494	1.357	1.392	1.335	1.400	1.437	1.509	1.533	1.321
Mn	0.021	0.026	0.025	0.025	0.023	0.024	0.021	0.023	0.024	0.025	0.024
Mg	0.437	0.378	0.330	0.431	0.418	0.413	0.389	0.365	0.297	0.279	0.465
Ca	0.006	0.007	0.007	0.005	0.006	0.007	0.006	0.006	0.007	0.008	0.006
Na	0.004	0.005	0.003	0.002	0.005	0.005	0.002	0.004	0.004	0.004	0.005
Σ	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Fe*	76.66	80.02	82.45	76.97	77.66	78.31	79.72	80.82	84.20	85.14	75.55
Fe#	75.75	79.11	81.93	75.91	76.92	76.37	78.26	79.74	83.54	84.61	73.97
Минералы, мольн.%											
Fe <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	59.63	63.81	67.47	58.65	61.75	55.88	60.69	63.47	67.30	68.83	57.03
Mg <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	21.83	18.90	16.348	21.54	20.88	20.65	19.44	18.24	14.87	13.94	23.24
Mn <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	1.05	1.28	1.27	1.26	1.17	1.22	1.07	1.15	1.20	1.23	1.18
Fe(Fe <sup>3+</sup> ; Al, Ti) <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	16.54	14.82	13.75	17.89	15.12	21.06	18.01	16.11	15.56	14.86	17.46
CaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0.60	0.70	0.66	0.51	0.58	0.68	0.57	0.61	0.70	0.75	0.61
NaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0.36	0.49	0.33	0.16	0.49	0.51	0.23	0.41	0.37	0.39	0.48

Примечание. Микронзондовый анализ. Sr и K — ниже пределов обнаружения (<0.01 мас.%). Fe\* = 100Fe<sub>f</sub>/(Fe<sub>f</sub> + Mg); Fe# = 100Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg). с, м, г — центр, середина и край зерна. Формула рассчитана на 4 катиона и 6 кислородов. Железо разделено на FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по стехиометрии. 1—5 — номер кристалла.

классическим секанинитом кордиерит из паралав Раватского пожара роднит только высокая железистость. Все прочие типоморфные особенности химического состава для них диаметрально противоположны. Это не удивительно, поскольку сопоставляемые минералы являются продуктами минералообразующих процессов, происходивших в контрастных по  $P-T-P_{H_2O}$ -параметрам генетических обстановках.

**Фаялит** обладает морфологическими особенностями закалочной фазы, образует футлярные и скелетные индивиды, «хупер-лайк»-кристаллы (см. рис. 3, 4, 6). Он подобен в этом отношении оливинам из зон контактов гипабиссальных магматических пород и из паралав Вайоминга и других проявлений мира [Cosca et al., 1989; Калугин и др., 1991; Чесноков, Щербакова, 1991; Sokol et al., 1998, 2002a,b; Шарыгин и др., 1999; Сокол и др., 2005; Grapes, 2006; Новикова, 2007]. Эти факты свидетельствуют в пользу кристаллизации раватского фаялита в обстановке резкого снижения температуры. Среди особенностей его химического состава важнейшими являются устойчиво низкие концентрации MgO (1.4—6.0 мас.%, Fe# — 86.2—96.4) и значимые содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.1—0.6, редко до 1.8 мас.%, табл. 4). Количество CaO





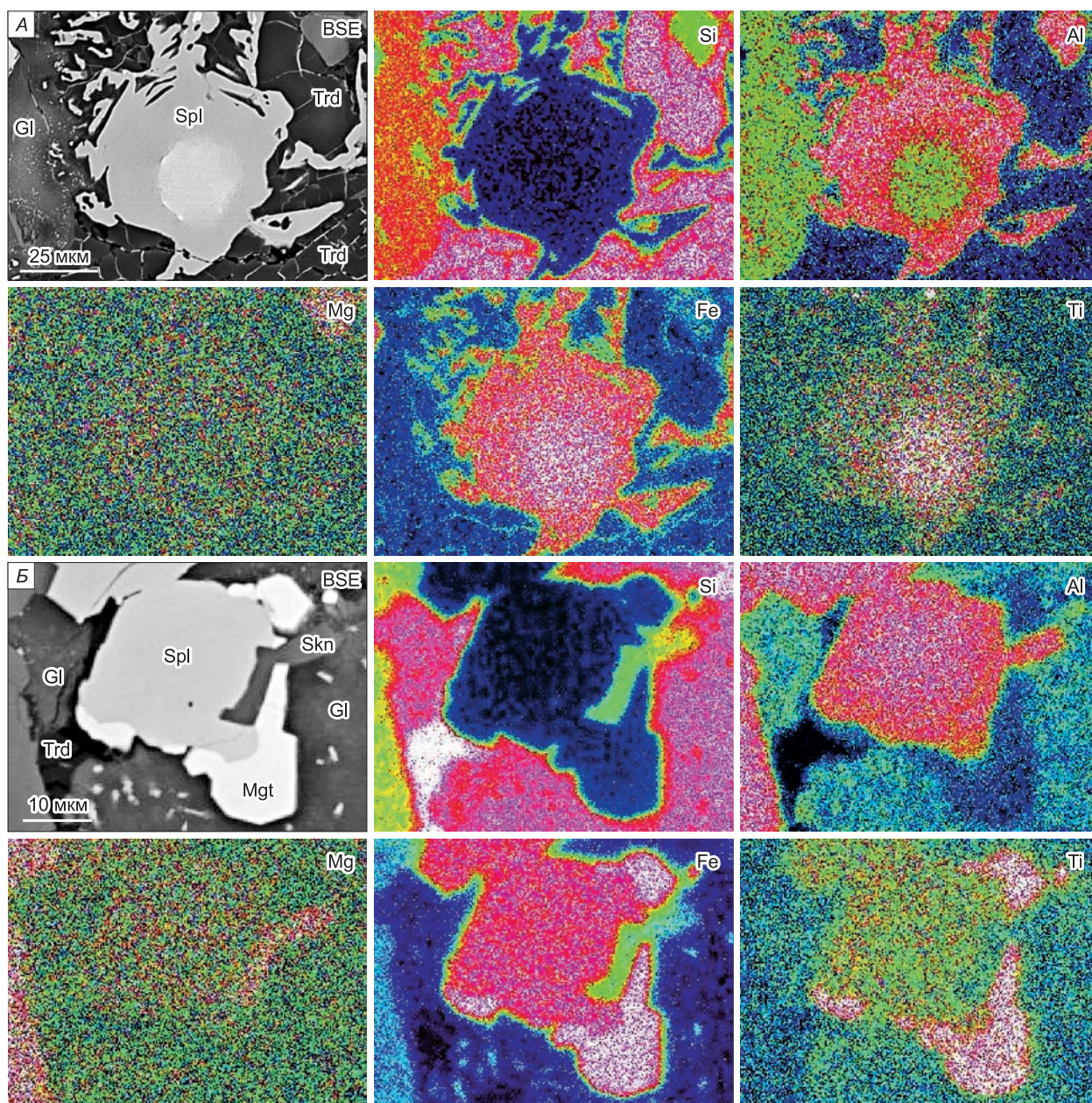
**Рис. 7. Вариации химического состава для низкокальциевых пироксенов из паралав Равата в сравнении с пироксенами из паралав других пирогенных комплексов.**

1 — ассоциации вокруг пустот, паралава, Рават; 2 — природные паралавы Кузнецкого угольного бассейна [Новикова, 2007]; 3 — паралавы бассейна Повдер Ривер, Вайоминг, США [Cosca et al., 1989]; 4 — паралавы Равенсворт, Новый Южный Уэльс, Австралия [Hensen, Gray, 1979]; 5 — паралавы Гленрой Валли, Новая Зеландия [Tulloch, Campbell, 1993]; 6 — паралавы Кендерлыка, Восточный Казахстан [Калугин и др., 1991]; 7 — анортит-клинопироксеновые паралавы Хатрурим Бэзин, Израиль [Vapnik et al., 2007]; 8 — паралавы из горелых терриконов Челябинского угольного бассейна [Шарыгин и др., 1999; Сокол и др., 2005].

составляет 0.1—0.3, MnO — 0.8—1.1 мас.%. В целом для раватских паралав выделяются две группы составов: фаялит из ассоциаций, оконтуривающих пустоты, является более магниальным, чем минерал из мелко- и крупнозернистой зон. Вариации состава фаялита из разных паралав мира показаны на рис. 12.

**Тридимит** обычно образует удлиненные кристаллы, а также специфические агрегаты, напоминающие черепицу (см. рис. 3, Г; 4, А, Г, Ж; 5, В, Г). Для него характерно постоянное присутствие примесей  $Al_2O_3$ , FeO и  $K_2O$ , суммарное количество которых достигает 1.5 мас.%. Интересно отметить, что зерно детритового кварца, сохранившегося в клинкере, содержит 99.8 мас.%  $SiO_2$ , в нем достоверно установлено присутствие только микропримесей железа и марганца (табл. 5).

**Стекло** (табл. 6) занимает значительный объем паралавы. Обычно оно выглядит однородным, но в отдельных случаях присутствуют следы девитрификации (см. рис. 1, 2). По составу стекло является кислым ( $SiO_2$  — 69.3—76.6 мас.%), умеренно глиноземистым ( $Al_2O_3$  — 11.5—14.7 мас.%), калиевым ( $K_2O$  — 6.2—10.1 мас.%), содержание FeO варьирует от 1.3 до 3.6 мас.%, концентрация  $Na_2O$  — до 0.2 мас.% (см. табл. 6). К разряду индивидуальных особенностей этих стекол относится постоянное присутствие  $P_2O_5$  (0.2—1.0 мас.%), CaO (0.2—2.6 мас.%) и BaO (0.3—1.0 мас.%), при этом апатит (или какой-либо другой фосфат) и К-Ва полевой шпат в породе достоверно не обнаружены. Таким образом, в изученном образце кислое стекло (наряду с единичными кристаллами низкокальциевого пироксена) является фазой, концентрирующей кальций, а также фосфор и барий. В целом средний состав стекла паралавы ( $n = 25$ ) может быть выражен как  $Qu_{40}Or_{53}An_6Ab_1$ . Оно существенно отличается по составу от стекла, присутствующего во фрагментах клинкера, более низкими концентрациями  $Al_2O_3$  и высокими содержаниями  $K_2O$  (см. табл. 6, рис. 13).



**Рис. 8.** Карты распределения элементов для шпинелей из паралавы Равата (сканирующая микроскопия).

*А* — зональный кристалл из ассоциаций вокруг пустот; *Б* — шпинель с оторочкой магнетита, крупнозернистая зона.

В кислом стекле встречаются мелкие глобулы (5—10 мкм) сульфидного состава (см. рис. 4, *Ж*, 3). По данным сканирующей электронной микроскопии, такие глобулы представлены пирротинном, примеси Cu и Ni не обнаружены. В некоторых случаях сульфид обрастает магнетитом. Помимо сульфидных глобул в стекле иногда встречаются округлые выделения Fe-Ti-оксидных фаз (до 20 мкм, см. рис. 4, *Е*). По оптическим характеристикам эти Fe-Ti-оксидные глобулы резко отличаются от шпинелей (герцинита и магнетита). В большинстве случаев они имеют неоднородный состав и представляют собой структуры распада Fe-Ti-оксидов и небольшого количества силикатов, иногда в них присутствует сульфидная капля. Карты распределения по элементам выявляют, что помимо Fe, Ti и S такие глобулы содержат Si, Ca и P, концентрации Al невелики. Присутствие таких образований позволяет предполагать реализацию ликвационных явлений в процессе остывания паралавы, сопровождавшихся разделением расплава на силикатную и существенно Fe-Ti-оксидную составляющие. Такие процессы иногда выявляются в щелочных базальтах и обсидианах [Hurai et al., 1998].

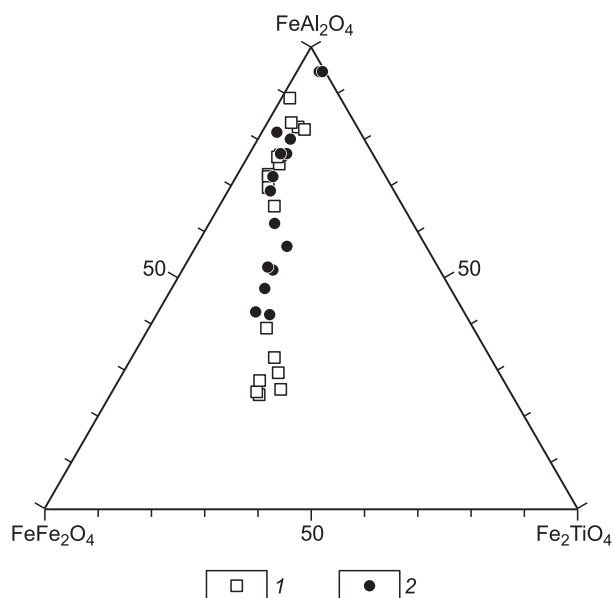


Таблица 2.

## Представительные составы шпинели из паралавы Равата

Компонент	М/з зона	Крупнозернистая зона						Ассоциация пустот						
	1	2		3		4		5			5		6	
	с	с	г	с	г	с	г	с	м	г	с	г	с	г
SiO <sub>2</sub> , мас. %	0.64	0.17	0.03	0.16	0.30	0.30	0.39	0.35	0.24	0.28	0.33	0.25	0.21	0.29
TiO <sub>2</sub>	2.35	2.50	9.72	2.10	11.19	2.48	7.92	6.09	2.80	4.53	6.34	2.39	2.61	2.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.04	0.00	0.36	0.01	0.06	0.02	0.64	0.09	0.01	0.50	0.03	0.04	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46.39	41.15	13.63	41.77	12.80	37.76	19.66	26.63	37.58	33.04	24.23	39.53	42.78	42.84
FeO <sub>i</sub>	48.49	53.39	72.54	52.90	71.91	56.71	68.59	62.74	56.08	58.64	64.91	54.37	51.54	51.50
MnO	0.30	0.30	0.29	0.32	0.34	0.35	0.41	0.28	0.24	0.25	0.24	0.31	0.25	0.30
MgO	0.82	0.72	0.20	0.79	0.18	0.49	0.14	0.85	1.06	1.04	0.70	1.30	1.16	1.48
Сумма	99.14	98.28	96.41	98.39	96.74	98.14	97.13	97.58	98.09	97.78	97.25	98.18	98.59	98.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.70	15.60	34.12	15.47	31.64	19.36	29.79	24.97	19.33	21.23	27.35	17.96	13.72	14.74
FeO	40.66	39.35	41.84	38.98	43.44	39.29	41.78	40.27	38.69	39.54	40.30	38.21	39.20	38.24
Сумма	100.01	99.84	99.83	99.94	99.91	100.08	100.12	100.08	100.02	99.91	99.99	99.98	99.97	99.94
Si, ф.ед.	0.019	0.005	0.001	0.005	0.011	0.009	0.013	0.011	0.007	0.009	0.011	0.008	0.006	0.009
Ti	0.053	0.058	0.259	0.049	0.299	0.059	0.204	0.151	0.066	0.109	0.160	0.056	0.060	0.047
Cr	0.003	0.001	0.000	0.009	0.000	0.001	0.001	0.017	0.002	0.000	0.013	0.001	0.001	0.001
Al	1.653	1.507	0.570	1.524	0.536	1.403	0.795	1.037	1.393	1.250	0.956	1.451	1.549	1.548
Fe <sup>3+</sup>	0.198	0.365	0.910	0.360	0.845	0.459	0.769	0.621	0.457	0.513	0.689	0.421	0.317	0.340
Fe <sup>2+</sup>	1.028	1.022	1.241	1.009	1.290	1.036	1.199	1.113	1.018	1.062	1.129	0.995	1.007	0.980
Mn	0.008	0.008	0.009	0.008	0.010	0.009	0.012	0.008	0.006	0.007	0.007	0.008	0.007	0.008
Mg	0.037	0.034	0.011	0.036	0.010	0.023	0.007	0.042	0.050	0.050	0.035	0.060	0.053	0.068
Минералы, мольн. %														
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	7.29	6.38	26.01	5.37	30.95	6.82	21.77	16.27	7.37	11.82	17.06	6.37	6.66	5.57
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	4.33	4.02	1.73	4.36	1.72	3.12	1.72	4.62	5.41	5.33	3.86	6.64	5.78	7.33
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	78.48	71.37	26.75	72.25	25.07	67.10	38.05	48.07	64.35	57.20	44.63	65.94	71.71	70.10
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	9.90	18.24	45.51	18.01	42.26	22.96	38.46	31.04	22.87	25.65	34.46	21.05	15.85	17.00

Примечание. Микронзондовый анализ. Са — ниже пределов обнаружения (<0.01 мас.%). Ni, V и Zn — не анализировались. с, м, г — центр, середина и край зерна. Формула рассчитана на 3 катиона и 4 кислорода. Железо разделено на FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по стехиометрии. 1—6 — номер кристалла.



Вторичные фазы в паралавах представлены гриналитом и гематитом. **Гриналит** замещает фаялит по периферии кристаллов и по поперечным трещинам (см. рис. 4, Д). Минерал наследует от фаялита повышенные содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.1—0.4 мас.%). Кроме того, в его составе достоверно фиксируются Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0.6 мас.%) и K<sub>2</sub>O (0.1 мас.%), отсутствующие в исходном фаялите (см. табл. 5) Это может указывать на присутствие смешанослойных образований с участием смектитовых и хлоритовых пакетов. **Гематит** в большей степени характерен для минеральных ассоциаций, сосредоточенных вокруг газовых пузырей. Состав такого гематита (мас.%): TiO<sub>2</sub> — 2.44; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2.58; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 94.0; MgO — 0.14.

Рис. 9. Вариации состава шпинелей из паралавы Равата.

1 — мелко- и крупнозернистая зоны; 2 — ассоциации вокруг пустот.

Таблица 3.

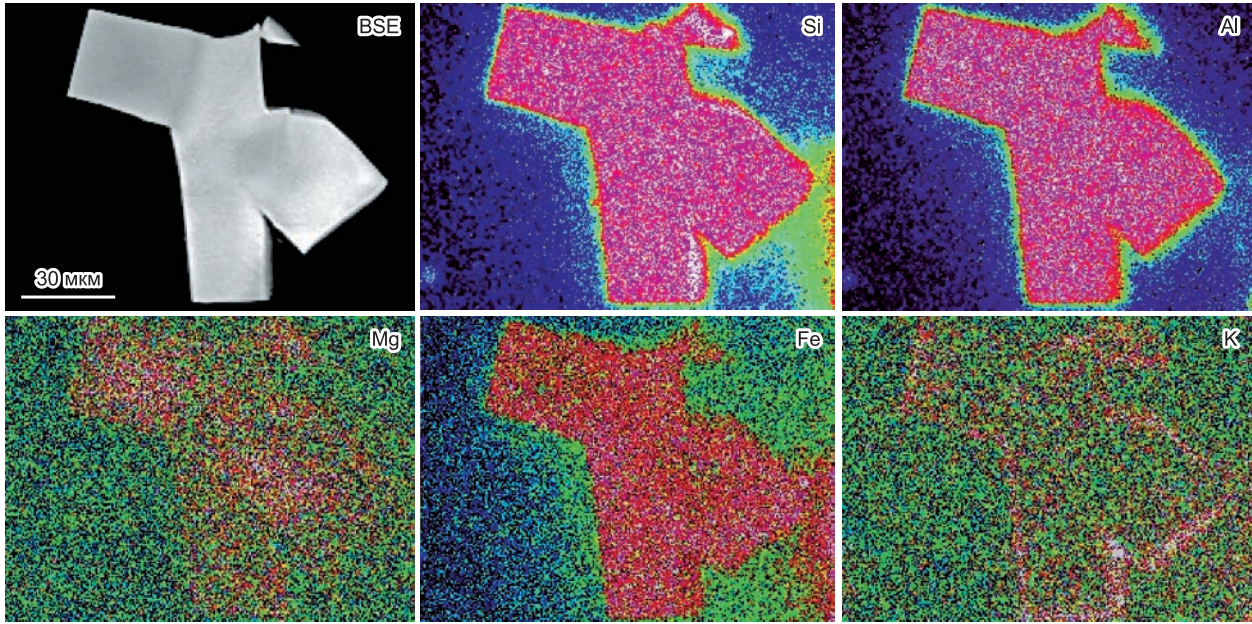
## Представительные составы секанинта из паралавы Равата

Компонент	Ассоциация пустот																		Включения*					
	М/з зона						Крупнозернистая зона						7						8		9		10	
	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10					
SiO <sub>2</sub> мас. %	45.89	45.88	44.92	46.26	45.53	45.29	46.88	45.61	46.37	45.12	46.19	44.99	45.27	46.69	45.63	44.12	46.89	46.34	44.89					
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.09	0.02	0.03	0.11	0.16	0.05	0.03	0.02	0.06	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03	0.00	0.03	0.02	0.03					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.05	31.56	32.07	32.05	32.46	32.85	32.33	31.82	32.12	31.91	32.17	32.03	31.75	32.29	32.56	32.70	31.68	32.46	32.19					
FeO	18.00	19.45	19.79	16.52	19.08	18.45	14.94	18.15	16.60	17.67	14.99	17.55	17.58	14.29	16.22	16.78	14.90	15.74	17.16					
MnO	0.23	0.28	0.28	0.20	0.23	0.18	0.20	0.30	0.25	0.28	0.17	0.22	0.22	0.20	0.33	0.24	0.20	0.19	0.22					
MgO	2.75	1.65	1.53	4.12	1.69	2.12	5.21	3.09	3.75	2.68	5.05	3.25	2.97	5.26	3.87	3.39	5.35	4.45	3.38					
CaO	0.07	0.09	0.09	0.03	0.01	0.03	0.06	0.06	0.02	0.09	0.08	0.10	0.13	0.04	0.10	0.12	0.09	0.04	0.09					
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.08	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.06	0.02	0.12	0.13	0.02	0.09	0.63	0.05	0.03	0.06					
K <sub>2</sub> O	0.63	0.77	1.14	0.53	0.35	0.41	0.46	0.64	0.48	0.81	0.70	1.18	1.33	0.56	1.09	1.36	0.69	0.66	1.19					
Сумма	99.66	99.74	99.88	99.77	99.48	99.51	100.17	99.72	99.64	98.67	99.39	99.48	99.40	99.40	99.92	99.34	99.87	99.93	99.21					
Si, ф.ед.	4.907	4.940	4.856	4.905	4.892	4.854	4.911	4.885	4.921	4.880	4.889	4.839	4.875	4.917	4.849	4.757	4.935	4.891	4.832					
Al	4.040	4.043	4.087	4.006	4.111	4.150	3.992	4.017	4.018	4.068	4.014	4.061	4.030	4.008	4.079	4.156	3.930	4.038	4.084					
Σ	8.947	8.946	8.943	8.911	9.002	9.004	8.903	8.902	8.939	8.948	8.903	8.900	8.906	8.925	8.928	8.913	8.866	8.929	8.916					
Fe <sup>2+</sup>	1.610	1.751	1.789	1.465	1.714	1.654	1.309	1.626	1.473	1.598	1.327	1.579	1.583	1.259	1.442	1.513	1.312	1.389	1.545					
Mn <sup>2+</sup>	0.021	0.025	0.025	0.018	0.021	0.016	0.018	0.027	0.023	0.025	0.016	0.020	0.020	0.018	0.030	0.022	0.018	0.017	0.020					
Mg	0.438	0.402	0.247	0.651	0.271	0.339	0.813	0.493	0.593	0.432	0.797	0.521	0.477	0.826	0.613	0.545	0.839	0.700	0.542					
Ti	0.002	0.007	0.002	0.002	0.008	0.013	0.004	0.003	0.002	0.005	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002					
Σ	2.070	2.061	2.063	2.136	2.014	2.021	2.144	2.149	2.091	2.061	2.141	2.122	2.082	2.106	2.087	2.080	2.171	2.108	2.110					
Ca	0.008	0.009	0.010	0.003	0.001	0.004	0.007	0.007	0.003	0.010	0.009	0.012	0.015	0.004	0.011	0.014	0.010	0.004	0.011					
Na	0.005	0.017	0.008	0.008	0.006	0.005	0.009	0.005	0.005	0.012	0.004	0.025	0.027	0.005	0.019	0.132	0.010	0.006	0.012					
K	0.086	0.086	0.157	0.071	0.048	0.056	0.061	0.087	0.065	0.111	0.094	0.162	0.183	0.075	0.148	0.187	0.093	0.089	0.163					
Σ	0.099	0.112	0.176	0.083	0.055	0.065	0.077	0.098	0.073	0.134	0.107	0.199	0.224	0.084	0.178	0.332	0.113	0.100	0.186					
Fe#	78.60	80.24	87.89	69.23	86.37	83.00	61.67	76.72	71.30	78.72	62.49	75.19	76.86	60.39	70.17	73.53	60.98	66.50	74.02					
Минералы, мольн. %																								
Mg <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>18</sub>	21.19	12.97	11.96	30.52	13.49	16.86	38.01	22.98	28.39	21.01	37.24	24.58	22.91	39.27	29.41	26.19	38.70	33.23	25.73					
Fe <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>18</sub>	77.82	85.80	86.81	68.66	85.47	82.33	61.16	75.75	70.52	77.75	62.03	74.49	76.11	59.87	69.17	72.76	60.48	65.97	73.30					
Mn <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>18</sub>	1.00	1.23	1.24	0.82	1.04	0.81	0.83	1.26	1.09	1.24	0.73	0.92	0.97	0.85	1.43	1.05	0.82	0.80	0.97					

Примечание. Микронзондовый анализ. Все Fe как FeO. Cr, Sr, P и Ni — ниже пределов обнаружения (<0,02 мас. %). Fe# = 100Fe/(Fe + Mg). c, r, or — центр, край и тонкая огорочка зерна. 1—10 — номер кристалла.

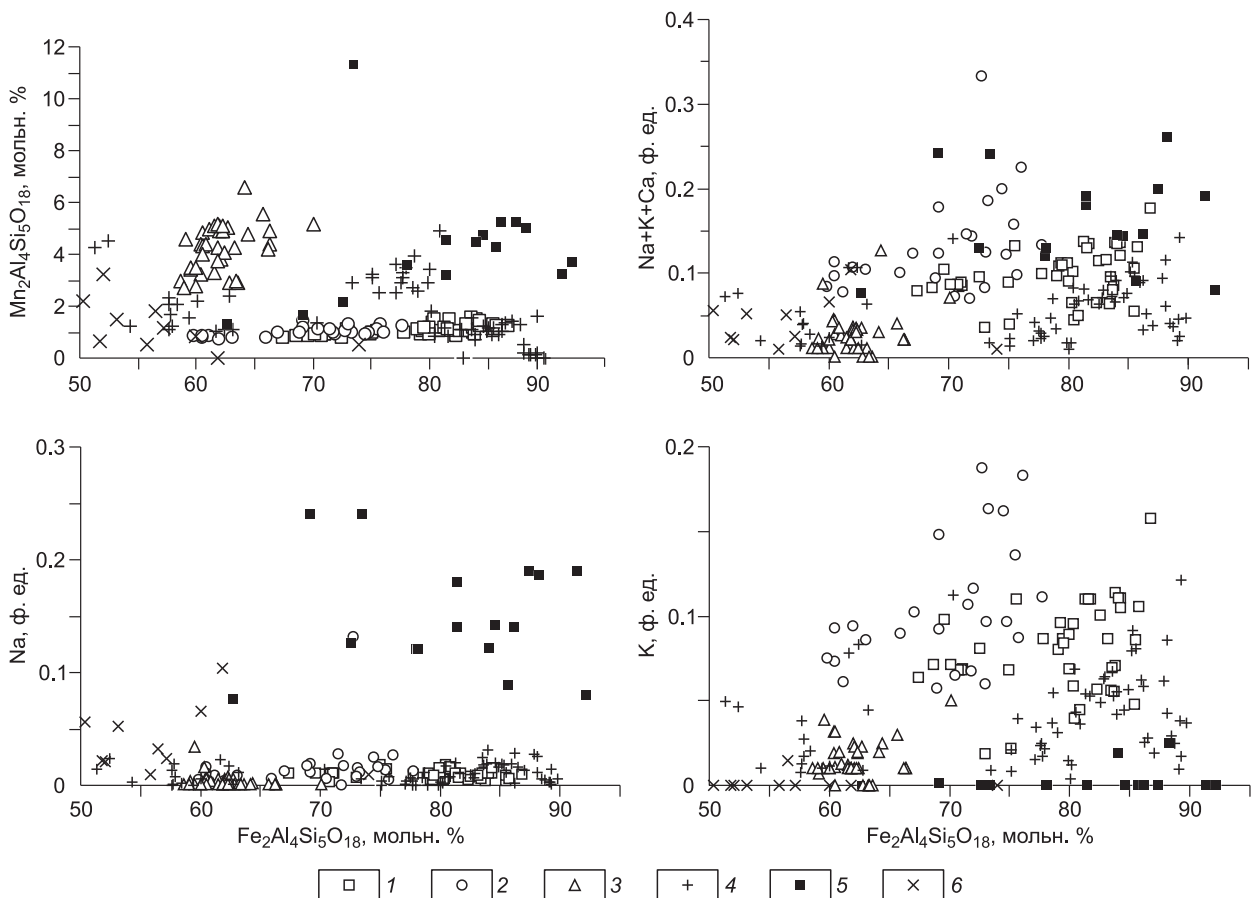
\* Включения в крупных кристаллах низкокальциевого пироксена из ассоциаций вокруг пустот. Формула рассчитана на 18 кислородов.





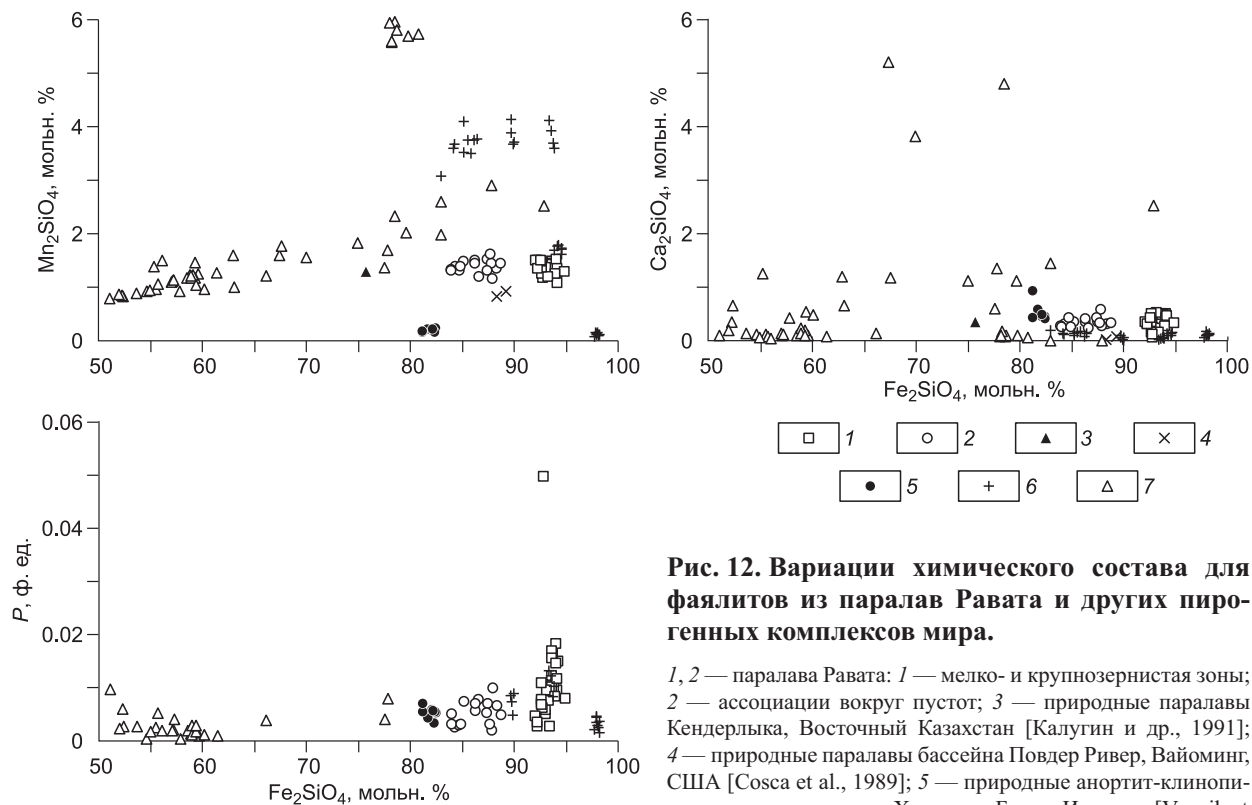
**Рис. 10.** Карты распределения элементов для кристаллов секанинита из ассоциаций вокруг пустот, паралава, Рават (сканирующая микроскопия).

Детали см. на рис. 5, В.



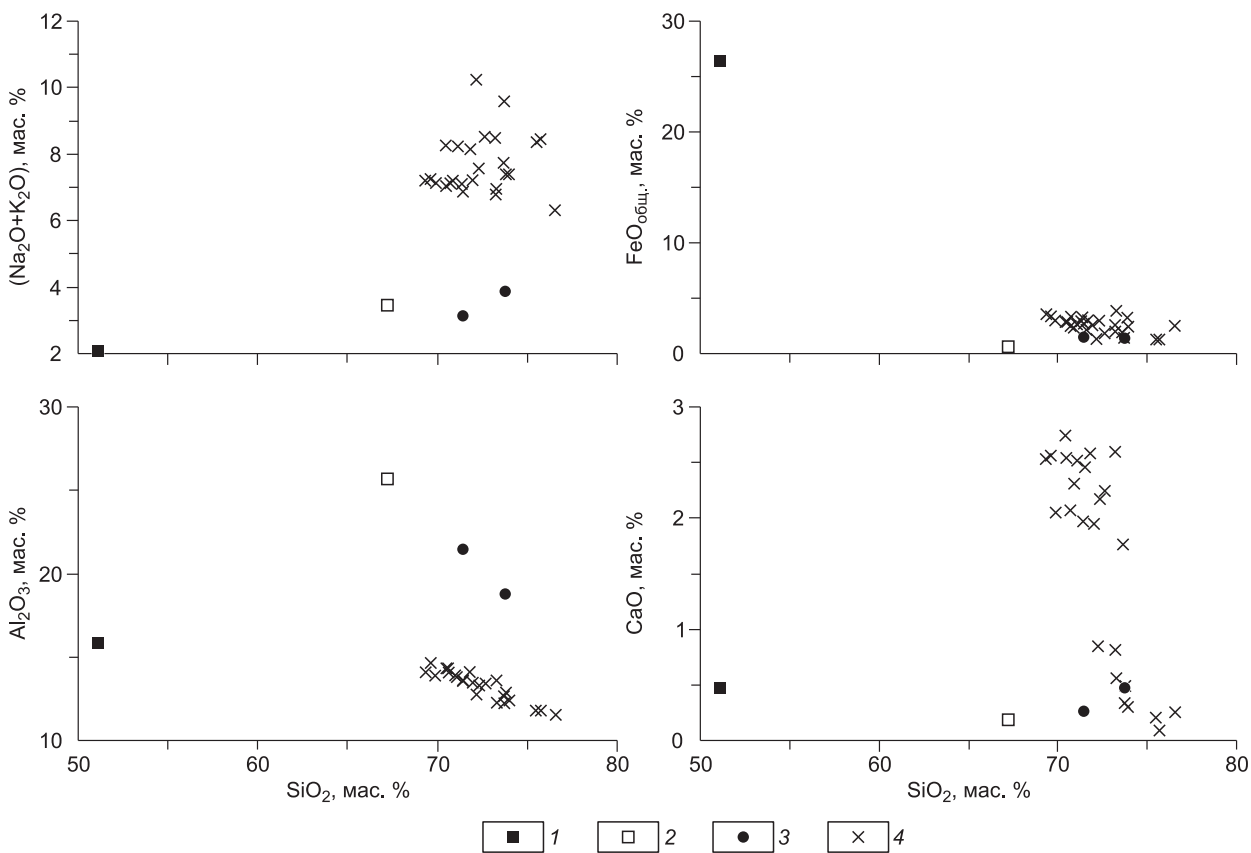
**Рис. 11.** Вариации химического состава секанинита из паралав Равата и других проявлений мира.

1, 2 — паралава Равата: 1 — мелко- и крупнозернистая зоны; 2 — ассоциации вокруг пустот; 3 — паралавы и клинкеры из горелых терриконов Челябинского угольного бассейна [Сокол и др., 2001б, 2005; Sokol et al., 2002]; 4 — природные паралавы Кузнецкого угольного бассейна [Новикова, 2007]; 5 — граниты и их пегматиты, риолиты [Staněk, Miškovský, 1964, 1975; Birch, Gleadow, 1974; Speer, 1981; Armbruster, 1985; Orlandi, Pezzotta, 1993; Спиридонов и др., 1994; Černý et al., 1997; Geiger et al., 2000; Khomenko et al., 2001; Malcherek et al., 2001; Hiroi et al., 2002; Gottesmann, Förster, 2004]; 6 — контактово-метаморфические породы вокруг интрузий и мигматиты [Ананьев, Ревердатто, 1997; Kalt et al., 1999; Fediuk, 2001; Khomenko et al., 2001; Fediuková, 2003; Žaček, 2004].



**Рис. 12. Вариации химического состава для фаялитов из паралав Равата и других пирогенных комплексов мира.**

1, 2 — паралава Равата: 1 — мелко- и крупнозернистая зоны; 2 — ассоциации вокруг пустот; 3 — природные паралавы Кендерлыка, Восточный Казахстан [Калугин и др., 1991]; 4 — природные паралавы бассейна Повдер Ривер, Вайоминг, США [Cosca et al., 1989]; 5 — природные анортит-клинопироксеновые паралавы Хатрурим Бэзин, Израиль [Varnik et al., 2007]; 6 — природные паралавы Кузнецкого угольного бассейна [Новикова, 2007]; 7 — паралавы и клинкеры из горелых терриконов Челябинского угольного бассейна [Sokol et al., 1998, 2002b; Шарыгин и др., 1999; Сокол и др., 2001б, 2005].



**Рис. 13. Вариации химического состава пород и стекол, Раватский пожар.**

1 — паралава; 2 — клинкер; 3 — стекла из клинкера; 4 — стекла из паралавы.



Таблица 4. Представительные составы фаялита из паралавы Равата

Компонент	Мелкозернистая зона						Крупнозернистая зона						Ассоциация пустот												
	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		
	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , мас.%	1.76	0.53	0.34	0.10	0.37	0.64	0.43	0.35	0.28	0.24	0.25	0.07	0.27	0.19	0.18	0.11	0.18								
SiO <sub>2</sub>	28.13	29.42	29.56	29.85	29.58	29.21	29.45	29.48	29.53	29.68	30.19	30.34	30.46	30.62	30.15	30.32	30.15								
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.00	0.03	—	—	—	—	—	0.01	0.05	0.06	0.08	0.06	0.10	0.07	0.04	0.07								
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	—	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01								
FeO	66.73	67.44	67.43	66.96	66.91	67.16	67.00	66.99	67.66	66.45	63.83	64.01	62.69	62.08	64.50	63.84	64.50								
MnO	0.84	0.89	0.77	0.97	1.05	1.05	0.94	1.01	0.91	1.06	1.09	1.04	1.08	0.95	1.03	1.16	1.03								
MgO	2.41	1.69	1.75	1.91	1.88	1.54	1.79	1.66	1.40	2.21	4.38	4.15	5.36	5.99	3.87	4.23	3.87								
CaO	0.03	0.19	0.22	0.22	0.24	0.28	0.25	0.27	0.18	0.23	0.19	0.32	0.20	0.15	0.19	0.18	0.19								
NiO	—	—	—	0.05	0.07	0.07	0.07	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—								
Сумма	99.93	100.16	100.09	100.06	100.09	99.95	99.93	99.80	99.97	99.93	100.01	100.04	100.14	100.10	99.90	99.90	100.00								
P, ф.ед.	0.050	0.015	0.010	0.003	0.010	0.018	0.012	0.010	0.008	0.007	0.007	0.002	0.007	0.005	0.005	0.003	0.005								
Si	0.936	0.982	0.987	0.996	0.987	0.978	0.985	0.988	0.990	0.990	0.989	0.995	0.989	0.991	0.992	0.995	0.992								
Ti	0.001	0.000	0.001	—	—	—	—	—	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002								
Cr	0.000	0.000	0.000	—	—	—	—	—	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000								
Fe <sup>2+</sup>	1.857	1.883	1.883	1.869	1.867	1.880	1.873	1.877	1.897	1.853	1.749	1.756	1.703	1.680	1.775	1.753	1.775								
Mn	0.024	0.025	0.022	0.028	0.030	0.030	0.026	0.029	0.026	0.030	0.030	0.029	0.030	0.026	0.029	0.032	0.029								
Mg	0.120	0.084	0.087	0.095	0.093	0.077	0.089	0.083	0.070	0.110	0.214	0.203	0.259	0.289	0.190	0.207	0.190								
Ca	0.001	0.007	0.008	0.008	0.008	0.010	0.009	0.010	0.007	0.008	0.007	0.011	0.007	0.005	0.007	0.006	0.007								
Ni	—	—	—	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	—	—	—	—	—	—	—	—	—								
Fe#	93.95	95.73	95.58	95.16	95.23	96.07	95.46	95.77	96.44	94.41	89.10	89.64	86.78	85.33	89.44	89.44	90.34								
Минералы, мольн.%																									
Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	5.97	4.21	4.35	4.75	4.67	3.84	4.46	4.15	3.50	5.49	10.69	10.15	12.98	14.44	10.36	10.36	9.49								
Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	92.80	94.20	94.17	93.41	93.33	94.08	93.67	93.88	94.89	92.60	87.46	87.84	85.19	84.00	87.71	87.71	88.74								
Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	1.18	1.26	1.08	1.38	1.48	1.49	1.32	1.43	1.29	1.50	1.51	1.45	1.49	1.31	1.61	1.61	1.44								
Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	0.05	0.33	0.40	0.40	0.42	0.50	0.45	0.48	0.33	0.42	0.34	0.57	0.34	0.25	0.32	0.32	0.33								
Ni <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	—	—	—	0.07	0.09	0.09	0.10	0.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—								

Примечание. Микронзондовый анализ. Все Fe как FeO. Fe# = 100Fe/(Fe + Mg). Формула рассчитана на 4 кислорода. Проверк — не определялось. 1—12 — номер зерна.

Таблица 5. Представительные составы кварца, тридимита и гриналита из паралавы Равата

Компонент	Клинкер		М/з зона	Крупнозерн. зона		Пустоты		Крупнозернистая зона		
	Qtz	Trd	Trd	Trd	Trd	Trd	Trd	Gre	Gre	Gre
SiO <sub>2</sub> , мас. %	99.78	98.44	98.86	99.14	98.68	98.55	98.60	32.98	33.28	33.47
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.20	0.11	0.02	0.12	0.06	0.07	0.10	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.68	0.34	0.40	0.33	0.28	0.34	0.41	0.62	0.61
FeO	0.04	0.11	0.31	0.16	0.47	0.41	0.20	55.34	54.27	54.27
MnO	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.80	0.82	0.96
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	1.86	1.88	1.76
CaO	0.00	0.07	0.04	0.03	0.00	0.03	0.01	0.14	0.08	0.11
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.33	0.26	0.31	0.28	0.23	0.27	0.08	0.12	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.37	0.34
Сумма	99.86	99.86	99.97	100.08	99.88	99.59	99.50	91.82	91.45	91.67
Si, ф.ед.	0.999	0.984	0.988	0.989	0.988	0.989	0.990	1.972	1.994	2.002
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	0.002
Al	0.000	0.008	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.029	0.044	0.043
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.001	0.003	0.001	0.004	0.003	0.002	2.768	2.719	2.715
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.042	0.049
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.166	0.168	0.157
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.005	0.007
Na	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.006	0.009	0.008
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.019	0.017
Fe#	—	—	—	—	—	—	—	94.35	94.19	94.54

Примечание. Микронзондовый анализ. Все Fe как FeO. Fe# = 100Fe/(Fe + Mg). Sr, Ba и Cr — ниже пределов обнаружения (<0.01 мас.%). Fe# = 100Fe/(Fe + Mg). Формула рассчитана на 1 катион для кварца и тридимита, на 5 катионов — для гриналита.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

**Состав протолита.** Минералогические данные позволяют сделать предварительное заключение об особенностях формирования высокожелезистой базитовой паралавы Раватского пожара (урочище Кухи-Малик). Наиболее вероятным субстратом, претерпевшим плавление, была смесь пелитовых и высокожелезистых пород. Учитывая тот факт, что инициация плавления начинается с появления ферритных жидкостей [Сокол и др., 2001a, 2005; Sokol, 2002b] с последующим вовлечением пелитового компонента, соотношение должно быть таковым: железистый компонент — 30—50 %, пелитовые породы — 50—70 %. Источником пелитового материала служили глинистые породы и песчаники, находящиеся в непосредственном контакте с угольными пластами. Источник железистого компонента проблематичен, поскольку сидериты не выявлены в угленосной толще, а бурые железняки имеют очень ограниченную распространенность. В геологическом разрезе для угленосной толщи на Кухи-Малик [Ермаков, 1935], выделяются только два пласта глин и песчаников, содержащих лимонит, но они располагаются на значительном расстоянии (7.5—13 м по разрезу) от пластов углей и углистых сланцев и вряд ли могли вовлекаться в процесс плавления. По нашему мнению, наиболее вероятным источником железа для расплава могли быть оолиты бурых железняков, отмечавшиеся непосредственно в угольных пластах [Вадило, 1958].

Из-за отсутствия известняков в угленосном разрезе Фан-Ягнобского месторождения, они не участвовали в процессах генерации данных пирогенных расплавов. Уникальная особенность химического состава данной паралавы — чрезвычайно низкое содержание CaO (0.5 мас.%, см. табл. 6). Главными катионами пирогенного расплава оказались алюминий и двухвалентное железо, что объясняет появление в составе раватской паралавы фаялита, герцинита, глиноземистого магнетита и секанинита. Необычно низкое содержание кальция в плавящемся субстрате предопределило отсутствие в изученной паралаве плагиоклаза и высококальциевого пироксена. В пределах Фан-Яг-



Таблица 6. Химический состав паралавы, клинкера и стекла паралавы (Раватский пожар)

Компонент	Паралава		Клинкер		М/з зона		Крупнозернистая зона						Пустоты					
	Порода	Порода	Gl*	Gl*	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	Gl	
SiO <sub>2</sub> , мас. %	51.09	67.24	71.48	73.77	73.93	73.77	70.89	69.62	71.96	71.40	71.46	73.20	71.79	70.49	70.52	75.52	72.31	71.14
TiO <sub>2</sub>	0.84	1.08	0.71	0.98	0.88	1.11	0.34	0.38	0.19	0.24	0.19	0.38	0.44	0.51	0.18	0.57	0.18	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.88	25.64	21.46	18.76	12.38	12.81	13.82	14.65	13.53	13.56	13.55	13.65	14.13	14.33	14.30	11.76	13.30	13.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	18.94	0.59	1.44	1.31	3.28	1.61	2.38	3.33	2.68	3.28	2.67	1.99	2.29	2.82	2.80	1.32	3.00	2.63
MnO	0.29	0.03	0.03	0.04	0.09	0.03	0.06	0.09	0.06	0.08	0.01	0.07	0.05	0.02	0.04	0.02	0.05	0.04
MgO	1.33	0.44	0.02	0.03	0.14	0.00	0.01	0.04	0.05	0.04	0.06	0.03	0.05	0.07	0.04	0.02	0.09	0.04
CaO	0.48	0.18	0.26	0.47	0.31	0.49	2.31	2.57	1.96	1.97	2.46	0.81	2.59	2.75	2.54	0.21	2.18	2.52
BaO	0.12	0.17	0.29	0.23	—	—	0.83	0.84	0.64	0.70	0.96	0.34	—	—	0.82	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.58	0.47	0.05	0.05	0.03	0.06	0.08	0.07	0.05	0.08	0.01	0.02	0.15	0.16	0.01	0.10	0.10	0.21
K <sub>2</sub> O	1.51	2.97	3.07	3.81	7.35	7.33	7.13	7.19	7.19	7.05	6.85	8.47	8.01	8.13	7.03	8.28	7.47	8.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.38	0.52	0.40	0.96	0.90	0.74	0.77	0.76	0.70	0.86	0.53	0.38	0.49	0.89	0.74	0.47	0.56
П.п.п.	0.42	0.62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.00	99.81	99.33	99.85	99.35	98.12	98.60	99.54	99.08	99.10	99.09	99.49	99.87	99.77	99.17	98.53	99.15	99.50
СIPW																		
Qtz	19.91	52.41	57.80	57.27	41.33	43.13	36.00	32.88	37.96	36.88	36.99	37.98	32.22	30.07	35.68	40.94	35.65	31.73
Or	9.43	18.70	19.98	23.88	46.29	46.84	47.55	47.50	46.56	46.05	46.45	52.19	49.98	50.71	46.63	52.32	47.11	50.26
Ab	4.86	4.01	0.42	0.41	0.26	0.54	0.68	0.62	0.42	0.68	0.10	0.20	1.26	1.34	0.08	0.81	0.86	1.75
An	0.97	0.36	0.51	0.93	0.62	0.98	6.68	7.75	4.78	5.24	6.61	0.53	10.31	10.38	6.81	0.42	7.75	8.82
Орх	43.91	0.31	1.25	0.61	4.29	0.82	3.42	4.94	4.23	5.12	4.14	2.76	3.11	3.84	4.38	1.28	4.81	3.55
Mgt	6.28	0.14	0.35	0.32	0.79	0.39	0.58	0.81	0.65	0.80	0.65	0.48	0.55	0.68	0.68	0.32	0.73	0.63
Ilm	1.57	2.07	1.35	1.87	1.67	2.13	0.66	0.72	0.37	0.46	0.37	0.72	0.83	0.96	0.34	1.08	0.34	0.94
Стп	12.59	21.11	17.13	13.77	2.53	3.07	2.69	3.00	3.25	3.15	2.69	3.90	0.87	0.90	3.32	1.11	1.67	1.02
Ap	0.48	0.89	1.21	0.94	2.22	2.10	1.74	1.78	1.77	1.63	2.01	1.24	0.87	1.13	2.08	1.73	1.09	1.29

Примечание. Породы (паралава, клинкер) проанализированы РФА и весовым методом (FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и П.п.п.), остальные — микронзондовый анализ, все железо как FeO. Gl — стекло в паралаве; Gl\* — тонкодиффракционный агрегат (бывшее стекло); Gl inc — стекловатое включение в фаялите. СIPW рассчитан на безводный состав при Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO = 0.15 (для стекла).

нобского месторождения появление паралав с высокой концентрацией СаО гипотетически возможно лишь на двух участках (Западная площадь (левый берег рек Искандердарья и Фандарья) и Восточная площадь (левый берег р. Джижикруд, см. рис. 2), в зоне надвига, где угленосная толща непосредственно контактирует с палеозойскими известняками.

Локальное пространственное сочетание бурых железняков, пелитов и углей предопределило незначительную распространённость фаялит-секанинитовых паралав на Раватском пожаре (урочище Кухи-Малик). Однако паралавы подобного состава характерны для многих природных и техногенных горелых комплексов мира [Cosca et al., 1989; Tulloch, Campbell, 1993; Žaček, 1997; Сокол и др., 2005; Новикова, 2007; Masalehdani et al., 2007; Piepjohn et al., 2007; Coombs et al., 2008].

**$T$ - $f_{O_2}$ - $X$ -условия кристаллизации.** Присутствие ассоциации муллит + кордиерит + тридимит во фрагментах клинкеров косвенно свидетельствует о том, что максимальная температура преобразования осадочного субстрата могла быть  $<1210$  °С, согласно диаграмме FeO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> при 1 атм. [Schairer, Yagi, 1952]. Однако отсутствие муллита в паралаве говорит о том, что кристаллизация ферробазитового расплава начиналась при температурах ниже 1205 °С и, вероятнее всего, с появления минералов простого состава с максимальным содержанием Fe<sup>2+</sup> — клиноферросилита, герцинита и фаялита. При снижении температуры от силикатного расплава отделялось незначительное количество капель сульфидного и ферритного расплавов. Кристаллизация магнетита происходила при  $T \ll 1195$  °С, о чем свидетельствует обрастание магнетитом сульфидных глобул, которые на тот момент представляли собой уже твердую фазу (см. рис. 4, 3) (температура солидуса сульфидного расплава состава FeS в системе Fe—Ni—S составляет 1195 °С). Эпизод возникновения магнетита был непродолжительным, а его кристаллизация не была массовой. Этот факт позволяет утверждать, что значительных изменений отношения FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при кристаллизации расплава в данном случае не происходило. Следовательно, остывание пирогенных расплавов осуществлялось вне области активного взаимодействия с воздухом. Данное предположение подтверждают результаты количественной оценки фугитивности кислорода, выполненные для ассоциации фаялит + магнетит + тридимит из крупнозернистой зоны (квазиравновесные условия) при  $P_{\text{общ}} = 1$  бар по программе QUILF [Andersen et al., 1993]. Согласно этим расчетам, температура кристаллизации сосуществующих фаялита и магнетита составляла 1128 °С, фугитивность кислорода —  $f_{O_2} = -9.54$  (что на 0.35 логарифмических единиц ниже линии буфера QFM при данных параметрах), активность SiO<sub>2</sub> была равна единице (присутствие тридимита). Расчет при этих же параметрах для ассоциации клиноферросилит + фаялит + Fe-Ti-Al-шпинель + тридимит, возникшей вокруг газовых пустот, дает близкие результаты:  $T = 1119$  °С,  $f_{O_2} = -9.28$ ,  $\Delta QFM = +0.02$ .

Появление клиноферросилита в раватской паралаве пока остается загадкой. Согласно данным [Schairer, Yagi, 1952], в системе FeO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> при  $P = 1$  атм клиноферросилит способен возникать только как метастабильная фаза. По-видимому, период его кристаллизации был непродолжительным, впоследствии он начинал активно замещаться фаялитом (см. рис. 6, A—B). Его строгая приуроченность к ассоциациям, окружающим пустоты, свидетельствует о том, что этот минерал сохранился лишь благодаря закалке.

Осаждение значительной части Fe<sup>2+</sup> в форме фаялита и железистых шпинелидов способствовало изменению состава расплава в направлении обогащения глиноземом и SiO<sub>2</sub>, что повлекло за собой кристаллизацию секанинита и тридимита. Остаточный расплав эволюционировал в сторону кислых глиноземистых жидкостей, обогащенных калием, кальцием и фосфором. В условиях резкого падения температуры (при обрушении кровли или открытии крупных трещин, что обычно для подземных угольных пожаров) остаточный расплав закаливался в стекло. Ассоциация секанинит + фаялит + тридимит позволяет оценить температуру закалки паралавы Равата как  $>1080$ — $1090$  °С [Schairer, Yagi, 1952].

Таким образом, кристаллизация фаялит-секанинитовой паралавы Раватского пожара происходила в интервале температур 1200—1100 °С в условиях относительно низкой ( $\approx$ QFM буфер) фугитивности кислорода.

Авторы крайне признательны Л.Н. Поспеловой и Е.Н. Нигматулиной (ИГМ СО РАН) за помощь при микрондовом анализе, а также В.С. Павлюченко и С.Н. Федоровой (ИГМ СО РАН) — за рентгенофазовый анализ пород Раватского пожара.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05-05-65036), СО РАН (интеграционный проект 105) и гранта президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ — «Сибирская метаморфическая школа» (ОНЗ-8).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Абубакиров И.К.** Подземный пожар и условия образования горелых пород Ангрена // Вопросы геологии Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962, вып. 3, с. 30—37.



- Ананьев В.А., Ревердатто В.В.** Уникальная минеральная ассоциация Fe-апатит-Fe-кордиерит-фалит на Аю-Даге как результат контактового метаморфизма // Докл. РАН, 1997, т. 353, № 3, с. 362—364.
- Белаковский Д.И., Москалев И.В.** Аммониевая селитра из продуктов угольного пожара в урочище Кухи-Малик (Центральный Таджикистан) // Новые данные о минералах, 1988, № 35, с. 191—194.
- Вадило П.С.** Подземный пожар в Центральном Таджикистане // Природа, 1958, № 8, с. 88—91.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 6: Угольные бассейны и месторождения Средней Азии /** Ред. С.А. Скробов. М., Недра, 1968, 600 с.
- Геология Узбекской ССР. В 2 томах /** Под ред. И.К. Чихачева, т. 1. Л., М., Главная редакция горно-топливной и геолого-разведочной литературы, 1937, 472 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.
- Ермаков Н.П.** Пасруд-Ягнобское месторождение углей и горящие копи г. Кан-Таг // К геологии каменноугольных месторождений Таджикистана / Под ред. А.Р. Бурачека и П.П. Чуенко. (Материалы Таджикско-Памирской экспедиции 1933 г., вып. XII). Л., Химтеорет, 1935, с. 47—66.
- Збарский М.И.** Минералого-петрографические особенности горелых пород Средней Азии // Записки Киргизского отделения минералогич. общества, 1963, вып. 4, с. 53—67.
- Калугин И.А., Третьяков Г.А., Бобров В.А.** Железородные базальты в горелых породах Восточного Казахстана. Новосибирск, Наука, 1991, 80 с.
- Корженевский Н.** Естественные печи на р. Ягнобе // Туркестанские Ведомости, 1913, № 154.
- Новиков В.П.** Пожар, которому тысяча лет // Наука и жизнь, 1989, № 9, с. 30—32.
- Новиков В.П.** Органические производные угольного пожара на Фан-Ягнобском месторождении // Известия АН Республики Таджикистан, Отделение наук о Земле, 1993, № 4 (7), с. 51—58.
- Новиков В.П., Супрычев В.В.** Условия современного минералообразования в процессе подземного горения углей на Фан-Ягнобском месторождении // Минералогия Таджикистана, 1986, № 7, с. 91—104.
- Новиков В.П., Супрычев В.В., Бабаев М.А.** Нашатырь из возгонов подземного пожара на Раватском угольном месторождении (Центральный Таджикистан) // Доклады АН Таджикской ССР, 1979, т. 22, № 11, с. 687—690.
- Новиков В.П., Супрычев В.В., Салихов Ф.С.** Некоторые геохимические особенности гипергенного минералообразования в условиях современного угольного пожара на примере Фан-Ягнобского месторождения // Минералогия Таджикистана, 1989, № 8, с. 107—118.
- Новиков И.С., Сокол Э.В., Травин А.В., Новикова С.А.** Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (6), с. 503—526.
- Новикова С.А.** Плавленные породы — паралавы из древних пирогенных комплексов Кузбасса // Сборник материалов 2-й Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия». СПб., Из-во СПбГУ, 2007, с. 310—312.
- Романовский Г.Д.** Геологический характер Сарваданского буроугольного образования в Зеравшанском округе // Записки Минералогического общества, 1882, ч. XVII, 282 с.
- Сокол Э.В., Калугин В.М., Шарыгин В.В., Нигматулина Е.Н.** Происхождение железистых паралав // Минералогия техногенеза — 2001, Миасс, Изд-во ИМин УрО РАН, 2001а, с. 148—170.
- Сокол Э.В., Ларина И.А., Максимова Н.В.** Фазовые преобразования пелитов в процессах пирогенеза (на примере горельников Челябинского угольного бассейна) // Минералогия техногенеза — 2001, Миасс, Изд-во ИМин УрО РАН, 2001б, с. 193—212.
- Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Шарыгин В.В., Калугин В.М.** Пирогенный метаморфизм. Изд-во СО РАН, Новосибирск, 2005, 284 с.
- Спиридонов Э.М., Захаров Д.В., Соколова Н.Ф.** Секанинаит (феррокордиерит) из пегматитов Карабулакского плутона высокоглиноземистых лейкогранитов (Северный Казахстан) и рентгеновская упорядоченность минералов группы кордиерита // Изв. вузов. Геология и разведка, 1994, № 2, с. 58—62.
- Сребродольский Б.И.** Тайны сезонных минералов. М., Наука, 1989, 144 с.
- Трофимов А.К.** Четвертичное оледенение на территории Таджикистана: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Фрунзе, 1965, 20 с.
- Чесноков Б.В., Щербакова Е.П.** Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (опыт минералогии техногенеза). М., Наука, 1991, 152 с.
- Шарыгин В.В., Сокол Э.В., Нигматулина Е.Н., Лепезин Г.Г., Калугин В.М., Френкель А.Е.** Минералогия и петрография техногенных парабазальтов Челябинского буроугольного бассейна // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (6), с. 896—917.

**Щукин И.С.** Общий очерк Таджикистана // Таджикистан (физико-географический очерк). Вып. XXIII, (Материалы Таджикско-Памирской экспедиции 1933 г.). 1936, с. 7—86.

**Щукин И.С., Гилярова М.А.** Кухистан // Там же, с. 165—281.

**Andersen D.J., Lindsley D.H., Davidson P.M.** QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe—Mg—Mn—Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz // *Computers, Geosciences*, 1993, v. 19, № 9, p. 1333—1350.

**Armbruster T.** Fe-rich cordierites from acid volcanic rocks, an optical and X-ray single-crystal study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1985, v. 91, p. 180—187.

**Belakovski D.** Die Mineralien der brennenden Kohlefloetze von Ravat in Tadshikistan // *Lapis*, 1990, v. 15, № 12, p. 21—26.

**Birch W.D., Gleadow J.W.** The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Cerberean Cauldron, Central Victoria, Australia // *Contr. Miner. Petrol.*, 1974, v. 45, p. 1—13.

**Černý P., Chapman R., Schreyer W., Ottolini L., Bottazzi P., McCammon C.E.** Lithium in sekaninaite from the type locality, Dolní Bory, Czech Republic // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 167—173.

**Cosca M.A., Essene E.J., Geissman J.W., Simmons W.B., Coates D.A.** Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River Basin, Wyoming // *Amer. Miner.*, 1989, v. 74, p. 85—100.

**Coombs D.S., Beck R.J., Adams C.J., Bannister J.M., Paterson L.A., Roser B.P.** Paralava produced by combustion of dead gorse near Colac Bay, Southland, New Zealand // *J. Geol.*, 2008, v. 116, № 1, p. 94—101.

**Fediuk F.** Sekaninaite/cordierite compositional oscillation in some Bohemian hornfelses // *Krystalinikum*, 2001, v. 27, p. 51—66.

**Fediuk F., Fediuková E.** Sekaninaite and fingerprint hercynite in south Bohemian granulites // *Acta Montana IRSM AS CR, Series A*, 2003, v. 23 (124), p. 1—2.

**Foit F.F., Hooper R.L., Rosenberg P.E.** An unusual pyroxene, melilite, and iron oxide mineral assemblage in a coal-fire buchite from Buffalo, Wyoming // *Amer. Miner.*, 1987, v. 72, p. 137—147.

**Geiger C.A., Armbruster T., Khomenko V., Quatieri S.** Cordierite I: The coordination of Fe<sup>2+</sup> // *Amer. Miner.*, 2000, v. 85, p. 1255—1264.

**Gottesmann B., Förster H.-J.** Sekaninaite from the Satzung granite (Erzgebirge, Germany): magmatic or xenolithic? // *Eur. J. Miner.*, 2004, v. 16, p. 483—491.

**Grapes R.** Pyrometamorphism. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 2006, 275 p.

**Hensen B.J., Gray D.R.** Clinohypersthene and hypersthene from a coal fire buchite near Ravensworth, N.S.W., Australia // *Amer. Miner.*, 1979, v. 64, p. 131—135.

**Hiroi Y., Grew E., Motoyoshi Y., Peacor D.R., Rouse R.C., Matsubara S., Yokoyama K., Miyawaki R., McGee J.J., Su S.-C., Hokada T., Furukawa N., Shibasaki H.** Ominelite, (Fe,Mg)<sub>3</sub>BSiO<sub>9</sub> (Fe<sup>2+</sup> analogue of grandierite), a new mineral from porphyritic granite in Japan // *Amer. Miner.*, 2002, v. 87, p. 160—170.

**Hurai V., Simon K., Wiechert U., Hoefs J., Konečný P., Huraiová M., Pironon J., Lipka J.** Immiscible separation of metalliferous Fe/Ti-oxide melts from fractionating alkali basalts: P-T-*f*<sub>O<sub>2</sub></sub> conditions and two-liquid elemental partitioning // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133, p. 12—29.

**Kalt A., Berger A., Blumel P.** Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany) // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, p. 601—627.

**Khomenko V.M., Langer K., Geiger C.A.** Structural locations of the iron ions in cordierite: spectroscopic study // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 381—396.

**Malcherek T., Domeneghetti M.C., Tazzoli V., Ottolini L., McCammon C., Carpenter M.A.** Structural properties of ferromagnesian cordierites // *Amer. Miner.*, 2001, v. 86, p. 66—79.

**Masalehdani M.N.-N., Black P.M., Kobe H.W.** Mineralogy and petrography of iron-rich slags and paralavas formed by spontaneous coal combustion, Rotowaro coalfield, North Island, New Zealand // *Geology of coal fires: case studies from around the world* / Ed. G. Stracher. Geol. Soc. America Reviews in Engineering Geology, 2007, v. XVIII, p. 117—131.

**Nasdala L., Pekov I.V.** Ravatite, C<sub>14</sub>H<sub>10</sub>, a new organic mineral species from Ravat, Tajikistan // *Eur. J. Miner.*, 1993, v. 5, № 4, p. 699—705.

**Novikov I.S., Sokol E.V.** Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements, in Central Asia // *Acta Petrol. Sinica*, 2007, v. 23, № 7, p. 1561—1572.

**Orlandi P., Pezzotta F.** La sekaninaite dei filoni pegmatitici Elbani // *Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem., Ser. A*, 1993, v. 100, p. 85—91.

**Piepjohann K., Estrada S., Reinhardt L., von Gosen W., Andruleit H.** Origin of iron-oxide and silicate melt rocks in paleogene sediments of southern Ellesmere island, Canadian arctic archipelago, Nunavut // *Canad. J. Earth Sci.*, 2007, v. 44, № 7, p. 1005—1013.

**Schairer J.F., Yagi K.** The system FeO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> // *Amer. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., p. 471—512.

**Sokol E.V., Volkova N.I., Lepezin G.G.** Mineralogy of pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal-bearing spoil-heaps, Chelyabinsk coal basin, Russia // *Eur. J. Miner.*, 1998, v. 10, p. 1003—1014.

**Sokol E.V., Volkova N.I.** Combustion metamorphic events resulting from natural coal fires // *Geology of coal fires: case studies from around the world* / Ed. G. Stracher. Geol. Soc. America Reviews in Engineering Geology, 2007, v. XVIII, p. 97—115.

**Sokol E.V., Nigmatulina E.N., Volkova N.I.** Fluorine mineralisation from burning coal spoil-heaps in the Russian Urals // *Miner. Petrol.*, 2002a, v. 75, p. 23—40.

**Sokol E., Sharygin V., Kalugin V., Volkova N., Nigmatulina E.** Fayalite and kirschsteinite solid solutions in melts from burned spoil-heaps, South Urals, Russia // *Eur. J. Miner.*, 2002b, v. 14, p. 795—807.

**Speer J.A.** Petrology of cordierite- and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, U.S.A // *Canad. Miner.*, 1981, v. 19, p. 35—46.

**Staněk J., Miškovský J.** Iron-rich cordierite from pegmatite near Dolní Bory, Western Moravia // *Časopis pro mineralogii a geologii*, 1964, v. 9, p. 191—192.

**Staněk J., Miškovský J.** Sekaninaite, a new mineral of the cordierite series, from Dolní Bory, Czechoslovakia // *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia*, 1975, v. 5, p. 21—29.

**Tulloch A.J., Campbell J.K.** Clinoenstatite-bearing buchites probably from combustion of hydrocarbon gases in a major thrust zone, Glenroy Valley, New Zealand // *J. Geol.*, 1993, v. 101, p. 404—412.

**Vapnik Ye., Sharygin V.V., Sokol E.V., Shagam R.** Paralavas in combustion metamorphic complex at the Hatrurim Basin, Israel // *Geology of coal fires: case studies from around the world* / Ed. G. Stracher. Geol. Soc. America Reviews in Engineering Geology, 2007, v. XVIII, p. 133—153.

**Žáček V.** Macroscopic silicates — products of pyrometamorphism of the dump material at Schoeller mine, Kladno, Czech Republic // *Bull. Miner. Petrol. Odd. Mus. Nat. v Praze*, 1997, № 4—5, p. 214—218.

**Žáček V.** Cordierite-sekaninaite from the contact aureole of the Žulová granite pluton, eastern Variscan front, Czech Republic // *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 2004, v. 89, p. 67—79.

*Рекомендована к печати 23 января 2009 г.  
В.Н. Шарповым*

*Поступила в редакцию 3 июля 2008 г.,  
после доработки — 25 декабря 2008 г.*