
Н. С. Бискэ

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД ШУНЬГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Введение

Шуньгское месторождение известно с 19 в. Попытки освоения месторождения были вызваны неоднократно обострявшейся потребностью России (а позднее СССР) в топливе. Поэтому длительное время шуньгское полезное ископаемое рассматривалось как своеобразный антрацит, несмотря на исследования А. А. Иностранцева (1879, 1886), который выделил блестящую разность с содержанием углерода свыше 98% как новый крайний член в ряду аморфного углерода и назвал ее шунгитом. Если битуминозная природа блестящей разности, получившей в более поздних классификациях наименование миграционного шунгита или шунгита-I, после работ В. М. Тимофеева представляется бесспорной, то происхождение стратифицированных высокоуглеродистых пород, слагающих Шуньгское месторождение, продолжает служить предметом дискуссии. Они рассматриваются как метаморфизованные углистые породы и антрациты, даже мета- или суперантрациты (Петрологический атлас..., 2006) гумусовой (Волкова, Богданова, 1985) или сапропелевой природы (Борисов, 1956; Калмыков, 1974; Mastalerz et al., 2000 и др.), как породы, пропитанные нефтеподобным веществом или нефтью (Рябов, 1948). В. А. Мележик с соавторами (Melezhik et al., 2004) предполагают, что органическое вещество (ОВ) полублестящих и полуматовых шунгитовых пород Шуньгского месторождения является смешанным – наряду с автохтонным остаточным керогеном они содержат аллохтонное миграционное ОВ (нефть). Согласно М. М. Филиппову (2002), месторождение Шуньга могло образоваться за счет органо-минерального вещества, поступившего под давлением из купольной структуры на заключительной стадии ее развития, а именно: при разрывании диапира в диапировую шляпу. По представлениям Л. П. Галдобиной (Галдобина, Ковалевский, 2005, с. 48), «углерод шунгитовых пород в Онежской структуре имеет преимущественно мантийное происхождение», в том числе и «гидротермальный комплекс жильных тел типа месторождения Шуньга, где крупное тело шунгитовых пород с реликтами доло-

митизированного известняка рассекается шунгито-кремнистыми (лидитами) и кремнистыми породами». В настоящей работе приводятся результаты детального петрографического изучения высокоуглеродистых пород Шуньгского месторождения, предпринятого для определения их генезиса.

Сведения по геологии месторождения

Шуньгское месторождение высокоуглеродистых пород расположено возле пос. Шуньга Медвежьегорского района Республики Карелия. Основные сведения по геологии месторождения получены в 1932–1933 гг. в ходе разведочных работ с прохождением буровых скважин, штолен, изучением стенок эксплуатационного карьера (Рябов, 1933, 1948). В 1934 г. месторождение было законсервировано, и в послевоенные годы лишь небольшая часть северной и северо-восточной стенок карьера сохранилась для наблюдения. Залежь представлена двумя пластами средней мощностью около 0,3 и 3 м, разделенными прослоем шунгитоносных доломитов. Кровлей залежи служит пласт лидита мощностью до 2,5 м, в подошве залегают шунгитоносные слюдяные сланцы с прослоями доломитов. Породы Шуньгского месторождения относятся к так называемому шунгит-лидит-доломитовому комплексу, завершающему в районе месторождения разрез второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты людиковия (Геология..., 1982). Характерной особенностью шунгитоносной толщи является быстрая смена пород как вкрест простирания, так и по латерали через образование смешанных разновидностей или путем переслаивания, вплоть до слоев мощностью в 1 мм. Мощность шунгит-лидит-доломитового комплекса в районе месторождения варьирует от 17 до 25 м (Галдобина и др., 2000). Все породы содержат шунгитовое вещество (ШВ). В прожилках отмечаются антракосолит (шунгит-I), кварц, сульфиды и кальцит. В то же время существуют резкие границы между лидитами, доломитами и шунгитами. Мощность шунгитовых пластов не выдержана, наблюдаются непараллельное залегание, утолщения и пережимы, ветвление и выклинивание,

нередки линзы и прослои доломитов и слюдяных сланцев. Н. И. Рябов отмечает также волнисто-гофрированную поверхность и куполовидные вздутия шунгитовых пластов, обогащение углеродом верхних частей месторождения, следы течения вещества, структуры будинажа. Благодаря этим особенностям у Н. И. Рябова сложилось представление о непластовом характере залежи и миграционной природе ОВ.

Традиционно среди высокоуглеродистых пород месторождения выделяют две разновидности: антрацитоподобную, с графитовым блеском и параллелепедальной отдельностью, зольностью менее 50%, и матовую, плотную, с зольностью в 50–60%, поименованные шунгитом-II и шунгитом-III (Крыжановский, 1931; Рябов, 1933). Граница в 50% является достаточно условной, так как переход между разновидностями и от шунгита-III к шунгитоносному сланцу или алевриту происходит постепенно, при этом пропластки и обособления шунгита-III совершенно незакономерно распределяются по пласту. В более поздних классификациях положение границы может несколько отличаться. По содержанию ШВ и морфоструктурным особенностям вторая и третья разновидности шунгита примерно соответствуют шунгиту и максовиту – основным разновидностям сапробитумолитовых пород в геолого-генетической классификации М. М. Филиппова (2002). Максовиты и шунгиты содержат соответственно от 10 до 45% и от 45 до 80% ШВ смешанного типа (первично-осадочного и миграционного). В дальнейшем в работе используется терминология, предложенная М. М. Филипповым.

Сведения о ШВ высокоуглеродистых пород Шунгского месторождения приводятся в отечественных (Шунгиты..., 1984; Филиппов, 2002 и др.) и зарубежных (Melezhik et al., 2004 и др.) публикациях. ШВ «по степени диагенетической измененности отвечает мета- и даже суперантрацитам» (Петрологический атлас..., 2006, с. 212). По оптическим свойствам и химическому составу ШВ сходно с антрацитами, отличаясь более низким содержанием водорода. В специальных исследованиях (Mastalerz et al., 2000; Kwiecinska et al., 2007) отмечается неоднородность надмолекулярной структуры и физических (в частности оптических) свойств ШВ высокоуглеродистых пород Шунгского месторождения.

Петрографическое описание

Материалом для изучения послужили аншлифы и шлифы шунгитоносных пород месторождения из коллекции лаборатории генезиса шунгитовых месторождений Института геологии КарНЦ РАН. Поскольку «наиболее вероятный» размер минеральных зерен в шунгитах, согласно В. В. Ковалевскому (Шунгиты..., 1984, с. 25), составляет менее 1 мкм, основное внимание уделялось методам электронной микроскопии.

В связи с высокой степенью преобразования ОВ минеральная часть высокоуглеродистых пород представляется в генетическом отношении наиболее информативной. Шунгиты и максовиты месторождения

состоят из слюды, кварца, пирита и ШВ. В небольшом количестве присутствует полевой шпат, преимущественно калиевый. Соотношения между основными минеральными компонентами не проявляют зависимости от содержания ШВ. Исключение представляет некоторое обогащение шунгита пиритом. Минеральная основа максовитов и шунгитов может быть существенно слюистой (ан. 2 и 6 в табл. 1) или содержать приблизительно равные количества кварца и слюды, обычно с преобладанием последней (ан. 1, 3, 7 в табл. 1). В акцессорных количествах зафиксированы герсдорфит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, никелистый пирит, самородная медь, рутил, ильменорутит (иногда с Та), циркон, апатит, барит, кальцит, монацит и соединения урана.

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	34,32	27,59	37,76	37,16	24,06	17,5	14,82
TiO ₂	0,45	0,64	0,63	0,5	0,49	0,41	0,47
Al ₂ O ₃	7,39	8,13	8,85	4,46	3,49	5,31	4,06
Fe ₂ O ₃	1,91	2,95	3,19	4,03	2,69	3,05	5,27
FeO	0,35	0,18	0,22	0,58	0,27	0,44	0,31
MnO	0,006	0,002	0,005	0,015	0,002	0,007	0,008
MgO	1,31	11,86	1,52	1,58	0,86	1,05	1,67
CaO	3,37	Не обн.	0,14	0,44	Не обн.	0,29	0,59
Na ₂ O	0,18	0,05	0,13	0,37	0,04	0,22	0,16
K ₂ O	2,366	3,98	2,9	1,87	1,44	2,01	1,72
(H ₂ O)	1,71	2,37	0,56	1,15	3,98	1,35	0,82
ппп	44,89	43,74	44,11	48,1	66,16	68,84	70,2
P ₂ O ₅	2,93	0,17	0,04	0,15	0,08	0,09	0,04
Cr ₂ O ₃	0,006	0,046	0,02	0,016	0,028	0,014	0,017
V ₂ O ₅	0,076	0,362	0,219	0,168	0,353	0,241	0,175
CoO	0,001	0,001	0,002	0,001	>0,001	0,003	0,003
NiO	0,028	0,042	0,01	0,011	0,016	0,031	0,015
CuO	0,011	0,007	0,003	0,011	0,007	0,008	0,007
ZnO	0,005	0,039	0,005	0,014	0,002	0,012	0,015
Сумма	99,59	99,81	99,81	99,67	99,99	99,61	99,68
S _{общ.}	1,47	0,35	2,84	1,61	1,47	2,31	4,72

П р и м е ч а н и е . 1–4 – максовиты, 5–7 – шунгиты. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

На микроуровне шунгиты и максовиты месторождения обнаруживают структурно-текстурную неоднородность. Она проявляется в незакономерном тонком чередовании ШВ и минеральных скоплений различного состава, размера, формы и сложения (рис. 1–6). В максовитах нередко отсутствует или слабо проявлено ориентированное расположение минеральных зерен (рис. 2, 3) и наблюдается лишь пропитывание ШВ разной интенсивности. В линзовидных и чечевицеобразных прослоях мощностью до 5 мм встречены фосфориты (рис. 4, ан. 1 в табл. 1). Они сложены беспорядочно ориентированными мелкими (1–7 мкм в длину) призматическими зернами фторапатита, возможно, карбонат-фторапатита, с ультратонкими включениями ШВ (рис. 5). С повышением в породе содержания ШВ мощность и количество минеральных слоев уменьшаются, они сменяются вытянутыми по сланцеватости линзочками и цепочками зерен. Струйчато-полосчатое распределение ШВ в шунгитах сочетается с ориентированным расположе-

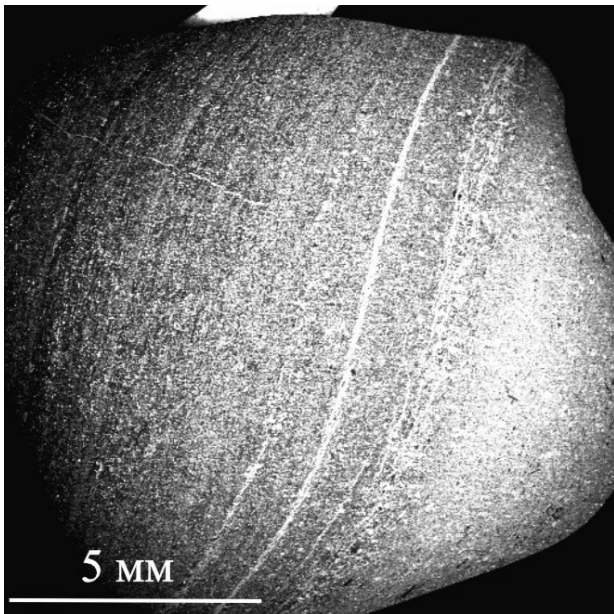


Рис. 1. Постепенный переход от тонкослоистого шунгита (темно-серый) к максовиту (светло-серый) с неясно-слоистой микротекстурой

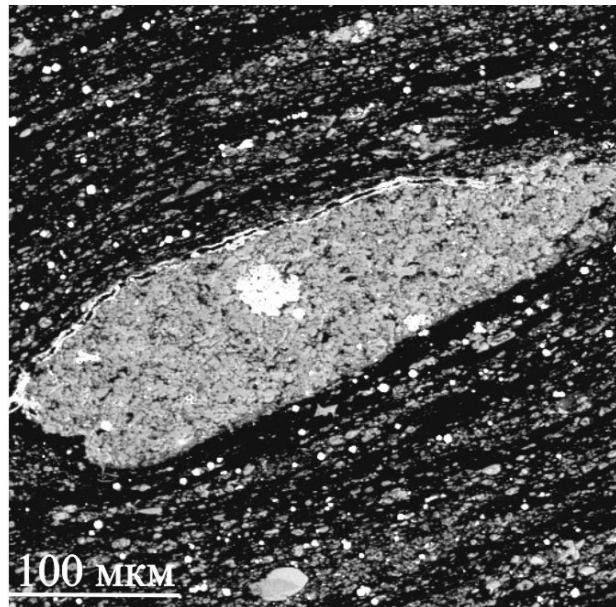


Рис. 2. Тонкослоистый шунгит с линзочкой массивного максовита (серое)

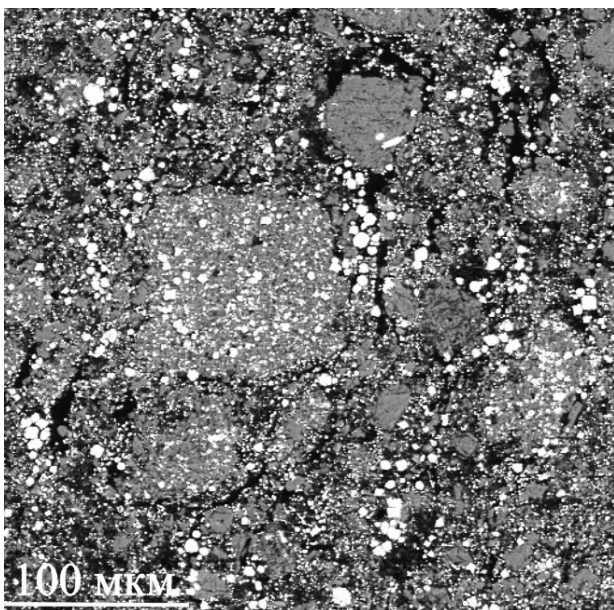


Рис. 3. Максовит со струйчатым распределением ШВ (черное) и беспорядочным распределением минеральных зерен и агрегатов. Пирит (белое) приурочен преимущественно к ШВ

нием минеральных обособлений и удлиненных зерен, наблюдается фрагментация минеральных агрегатов и крупных зерен с обтеканием обломков породной массой и проникновением ШВ по трещинам. В линзочках (см. рис. 6) минеральные зерна часто деформированы, смещены, скучены; их обломки растащены или надвинуты друг на друга. Переход от шунгитов к максовитам может быть как резким, так и постепенным – через увеличение количества струек ШВ и пропитывание им сколько-нибудь проницаемых разновидностей пород.

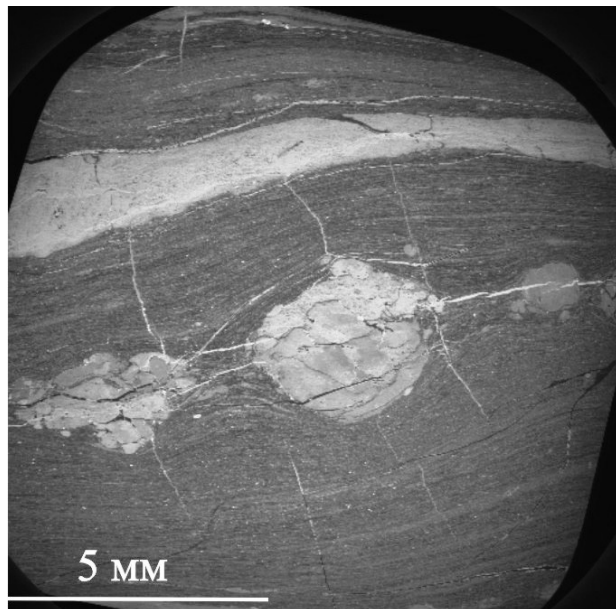


Рис. 4. Слойки и стяжения фосфоритов (светлое) в максовите с микротрещинками, выполненными ШВ (черное)

Слюды. Преимущественным развитием в шунгитах и максовитах месторождения пользуются бесцветные в проходящем свете Al-Mg диоктаэдрические слюды (табл. 2). Они образует тонкие изометричные или удлиненные пластинки размером от менее 1 мкм до 12, редко до 25 (60) мкм, слагают сплошные или прерывистые каймы вокруг зерен полевого шпата, а также псевдоморфозы по калиевому полевоому шпату, с реликтами и сохранением его формы (рис. 7). По границе слюдяной каймы с полевошпатовым ядром развивается ШВ. Центральные части слюдяных пластинок нередко пропитаны или полностью сложены ШВ. Чаще центральная часть,

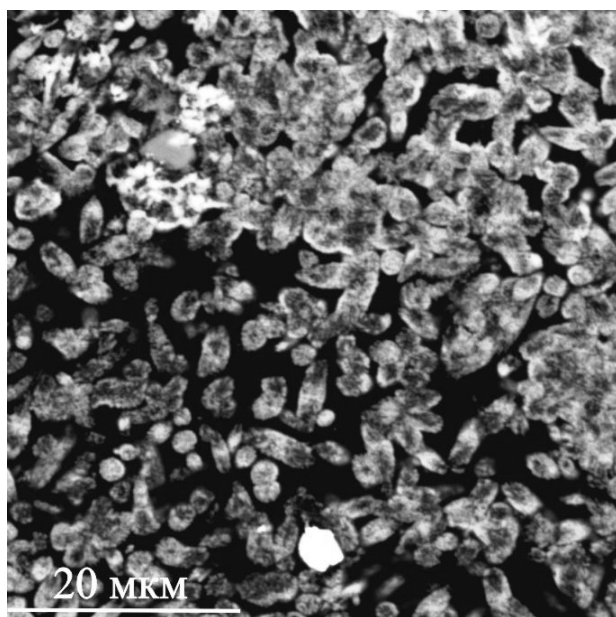


Рис. 5. Участок фосфоритового стяжения, пропитанный ШВ (черное), сложен фторапатитом с тонкодисперсными включениями ШВ

подвергаясь растворению, сохраняется в виде ксеноморфного реликта наряду с наружной оболочкой, от которой отделена зоной ШВ (см. рис. 7). Краевая зона реже и в меньшей степени подвержена растворению, она обычно сохраняет кристаллическую форму. Подобные формы замещения, напоминающие скелетные формы роста кристаллов, в природе наблюдаются довольно редко. Можно предположить, что сохранение периферической оболочки слюдяных пластинок обеспечила защитная пленка ШВ. Центральная и краевая части, по микрондовым определениям, имеют одинаковый или сходный состав. Возможно, избирательному растворению способствовала физическая неоднородность кристаллов, например, наличие пористости. Пластины слюды проявляют признаки хрупкой и пластической деформации. Они раздроблены с разделением и смещением фрагментов. Краевые каймы отделены, разорваны или смяты (см. рис. 6 и 7).

Таблица 2

Формульные коэффициенты слюд (на 12 O)

Компоненты	1 (12)	2	3	4	5	6	7	8
Si	3,68	3,62	3,82	3,41	3,43	3,38	3,38	3,28
Al ^{IV}	0,32	0,38	0,18	0,59	0,57	0,62	0,62	0,72
Al ^{VI}	1,97	1,99	1,86	0,54	0,53	0,55	0,52	0,37
Ti	0,02	0,04	—	—	—	—	—	—
Fe	—	—	—	0,11	0,12	0,08	0,09	0,14
Mg	0,42	0,54	0,58	2,96	2,67	2,86	3,00	2,77
V	0,02	0,05	0,09	—	0,02	0,07	—	—
K	0,86	0,90	0,94	0,78	0,71	0,73	0,74	0,72

Примечание. 1–3 – диоктаэдрические слюды, 4–5 – триоктаэдрические слюды. В скобках – количество анализов. Микрондовые анализы выполнены в Институте геологии КарНЦ РАН А. Н. Сафроновым.

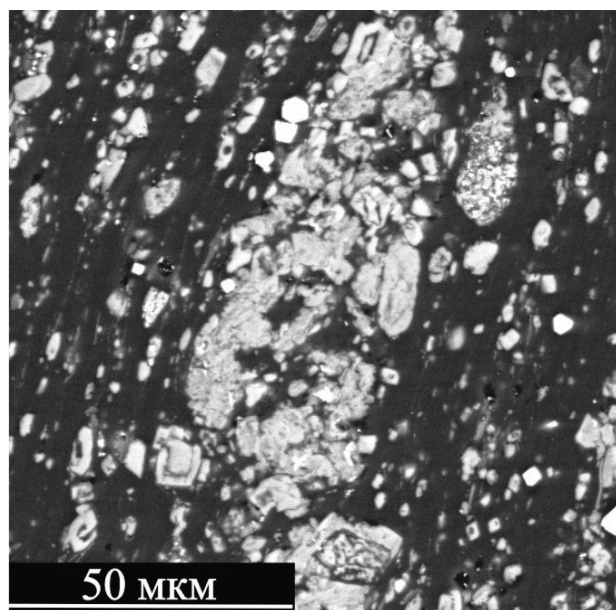


Рис. 6. Минеральные обособления в шунгите с линзовидно-слоистой микротекстурой. Минеральные зерна деформированы, обломки зерен растащены или сжаты, надвинуты друг на друга

Повсеместно, особенно в шунгитах, в небольшом количестве присутствуют частички слюды игольчатой формы, иногда они группируются в розетковидные скопления.

Светлые слюды совместно с кварцем и сульфидами (пиритом, халькопиритом, сфалеритом) слагают прерывистые микропрожилки, ориентированные согласно и поперечно относительно слоистости. Прожилки шириной 1–50 мкм имеют резкие контакты и плосколинзовидную форму и выполняют, по всей видимости, трещины сокращения объема, так как развиты преимущественно в шунгитах и выклиниваются в максовитах. В жилках мощностью до 2 см, приуроченных к контракционным трещинам в шунгитах, наряду с мусковитом установлен гюмбелит. Для него калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст в 1730 млн лет (Дриц и др., 1966).

Диоктаэдрические слюды представлены мусковитом и промежуточными разностями между мусковитом и алюмоселадонитом, т. е. относятся к фенгитовой серии. В слюдах высокоуглеродистых пород месторождения зафиксировано содержание ванадия в количестве до 2,5 вес. %. Однако, согласно номенклатуре слюд (Номенклатура..., 1998), лишь незначительная их часть соответствует роскоэлиту, а подавляющее большинство являются ванадийсодержащими (табл. 2).

В отдельных слойках и линзочках (ан. 2 в табл. 1) в частицах дощатой или ромбовидной формы отмечается высокомагнезиальная триоктаэдрическая слюда флогопит. Коррозия и деформация зерен флогопита, с проникновением ШВ между ядром и краевой частью или в центральную часть зерна, наблюдается относительно редко (рис. 8). Триоктаэдрические слюды обнаруживают дефицит межслоевых катио-

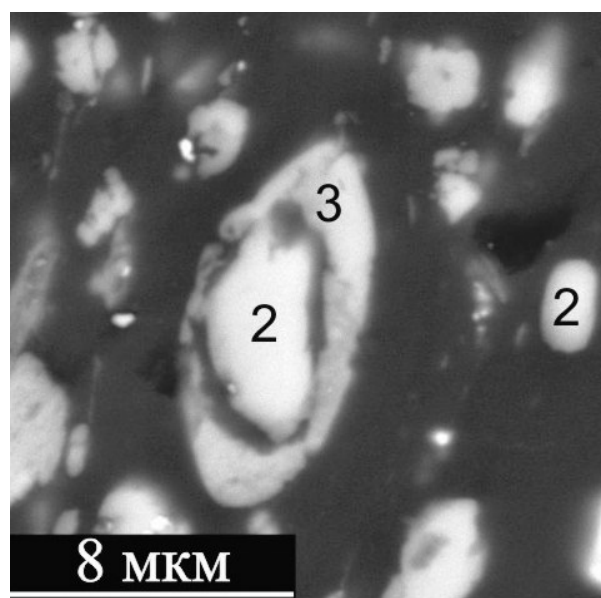
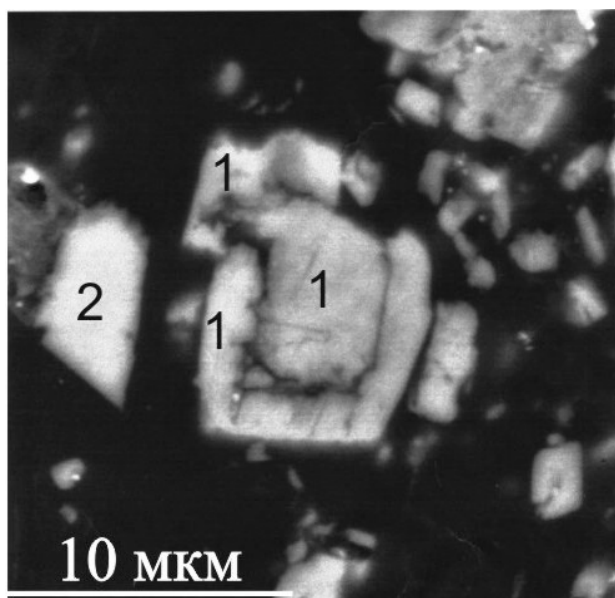
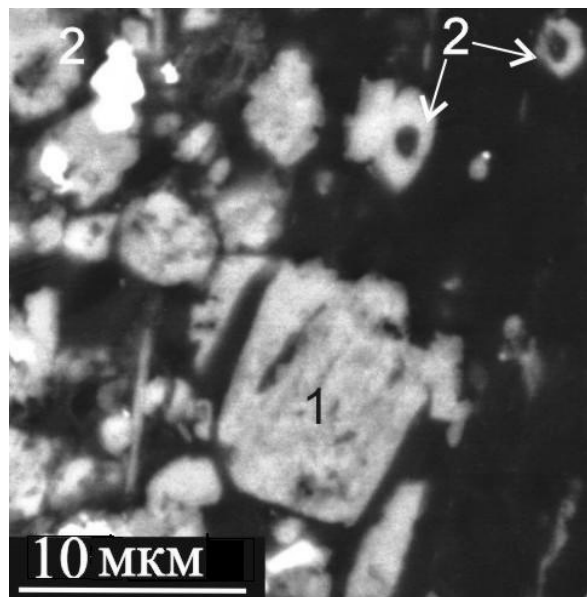
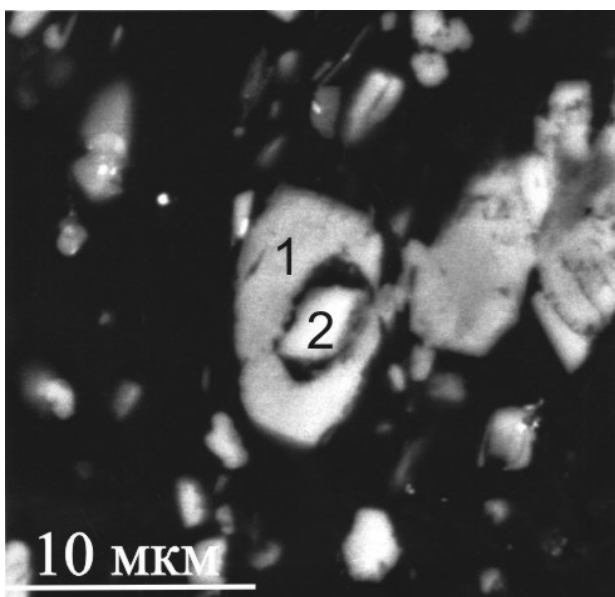


Рис. 7. Морфология зерен диоктаэдрической слюды (1), калиевого полевого шпата (2) в шунгите; 3 – кайма калиевого полевого шпата. Наблюдаются коррозия, регенерация, деформация зерен и проникновение ШВ по границе между ядром и каймой обрастания или в центр зерен

нов в сочетании с избытком катионов в октаэдрической позиции (табл. 2). Повышенное относительно стехиометрического содержание октаэдрических катионов проявляют в отдельных анализах и диоктаэдрические слюды. Nestехиометрический состав слюд, возможно, обусловлен сложностью определения столь мелких зерен. Однако не исключено, что функцию межслоевых катионов могла выполнять группа оксония или аммония, как это предполагается в ряде работ для гюмбелита Шуньгского месторождения (Дриц и др., 1966).

Тонкозернистые агрегаты фенгита и флогопита, мономинеральные или в ассоциации с кварцем, выполняют в шунгитах пустоты разнообразной, нередко причудливой формы. Обычно состав слюд этих

образований соответствует составу слюды, слагающей тот или иной прослой, но отмечаются и флогопит-мусковитовые агрегаты. В любом случае они не несут признаков деформации.

Калиевый полевой шпат присутствует в призматических кристаллах или обломках кристаллов до 12 мкм в длину. Нередко зерна имеют скругленную (спорадически округлую) или причудливую форму. В отдельных зернах лишь две-три грани сохраняются от растворения. Резорбированные зерна калиевого полевого шпата обрастают каймами фенгитовой слюды, иногда – K-Na полевого шпата (рис. 7), отмечаются в виде реликтов в слюдяных агрегатах и в краевой части крупных (более 10 мкм в длину) фенгитовых пластинок. Центральные части мелких (2–4 мкм)

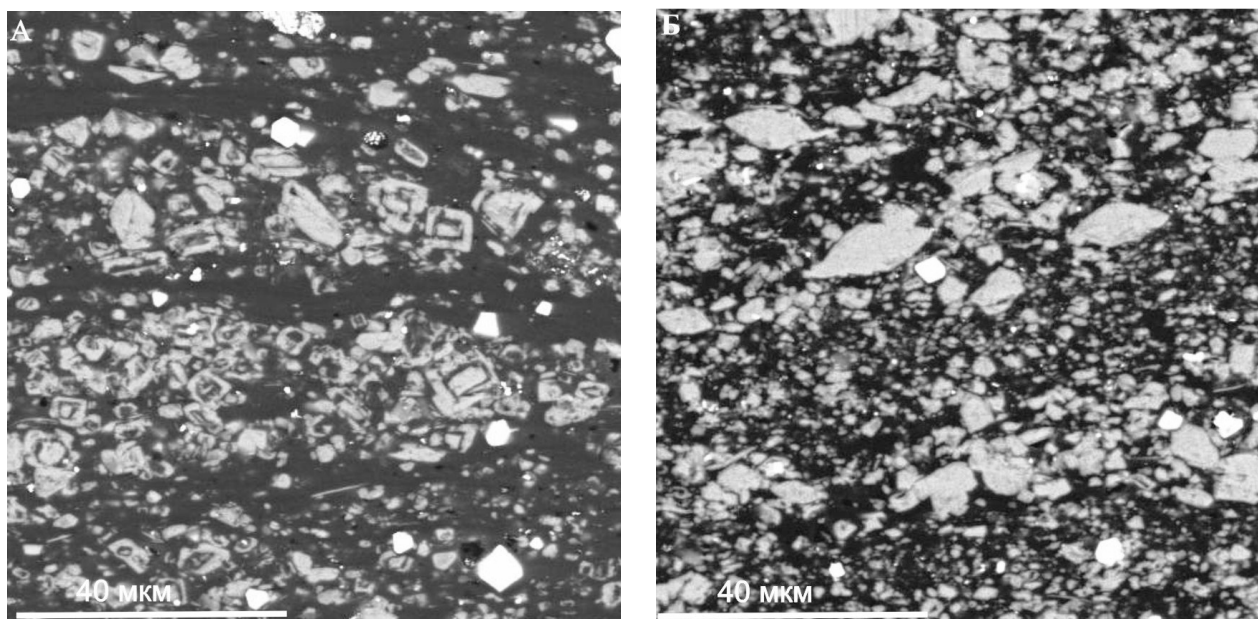


Рис. 8. Морфология зерен флогопита (серое) в шунгите (А) с линзовидно-слоистой микротекстурой и в слойке максовита (Б)

зерен полевого шпата, так же как зона между полевым шпатом и каймой обрастания, нередко выполнены ШВ. Характерной особенностью калиевого полевого шпата, свойственной, согласно Д. Парнеллу (Parnell et al., 1994), аутигенным полевым шпатам осадочных пород, является чистота химического состава (табл. 3). Отдельные зернышки калиевого полевого шпата содержат незначительную примесь железа и титана и ассоциируют с рутилом (анатазом?).

К-На полевой шпат встречается в виде единичных ксеноморфных зерен, отделенных ШВ от фенгитовых кайм обрастания.

Т а б л и ц а 3

Химический состав калиевого полевого шпата

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	63,99	65,03	66,36	67,33
Al ₂ O ₃	19,78	18,41	17,67	18,2
K ₂ O	16,23	16,56	15,97	14,47
Количество ионов в пересчете на 8 О				
Si	2,95	3,00	3,05	3,06
Al	1,08	1,00	0,92	0,97
K	0,96	0,98	0,94	0,84

П р и м е ч а н и е. Микронзондовые анализы выполнены в Институте геологии КарНЦ РАН А. Н. Терновым.

Минералы кремнезема. Кварц наблюдается в виде отдельных ксеноморфных, нередко удлинённых зерен (до 10 мкм) в ассоциации со слюдой и полевым шпатом. Спорадически встречаются идиоморфные зерна кварца. Нередки слойки, линзочки, сгустки, сложенные тонкими (меньше 1 мкм) частицами кремнезема, погруженными в ШВ, а также метакolloидные органокремнистые массы различной степени раскристаллизации (рис. 9). Палочкообразные элементы метакolloидных микроструктур, сходных с изображенной на рис. 9, В, рассматриваются

М. М. Филипповым (2002) как реликты низкотемпературного кристобалита. Известно, что, α-кристобалит характерен для уровня катагенетического преобразования, отвечающего градации ПК₁–ПК₂ (Баженова, 1992).

Пирит образует октаэдрические кристаллы, приуроченные главным образом к ШВ, а также ориентированные вдоль сланцеватости скопления преимущественно линзовидной формы. Колебания размеров зерен пирита (от менее 0,1 до 10 мкм), по-видимому, обусловлены продолжительной кристаллизацией. Поздний, эпигенетический пирит слагает наиболее крупные (до 1 мм и более) ксеноморфные агрегаты и отдельные зерна в гидротермальных прожилках совместно с кварцем, слюдой, халькопиритом и сфалеритом.

Заключение

Проведенные исследования привели автора к представлению о формировании основной массы минерального вещества максовитов и шунгитов Шунгского месторождения *in situ*, хотя некоторая доля слюды и особенно полевого шпатов, вполне вероятно, является аллотигенными образованиями. Растворение и регенерация полевого шпатов и слюд, зафиксированные под электронным микроскопом, имели место до их деформации и замещения ОВ. Широкое проявление процессов регенерации свидетельствует о былой высокой проницаемости пород. Высокоуглеродистые породы месторождения обнаруживают на микроуровне структурно-текстурную неоднородность. Для них характерны слоистые и линзовидно-слоистые микротекстуры, которые способствуют образованию протяженных проницаемых зон. Глинистые породы традиционно рассматриваются как

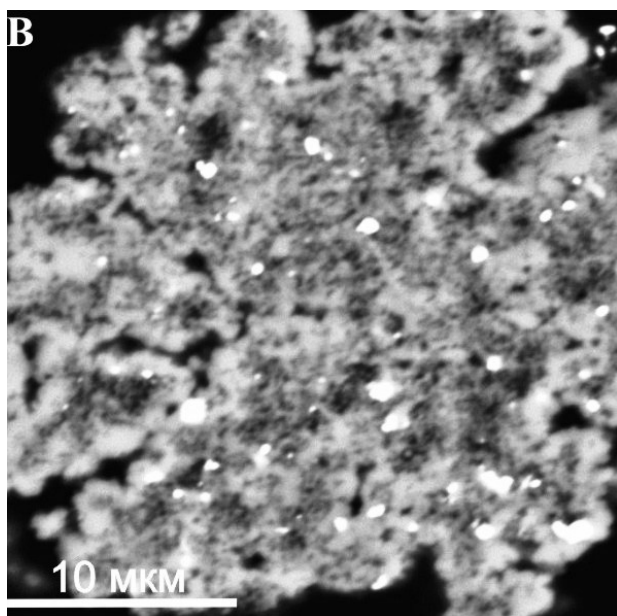
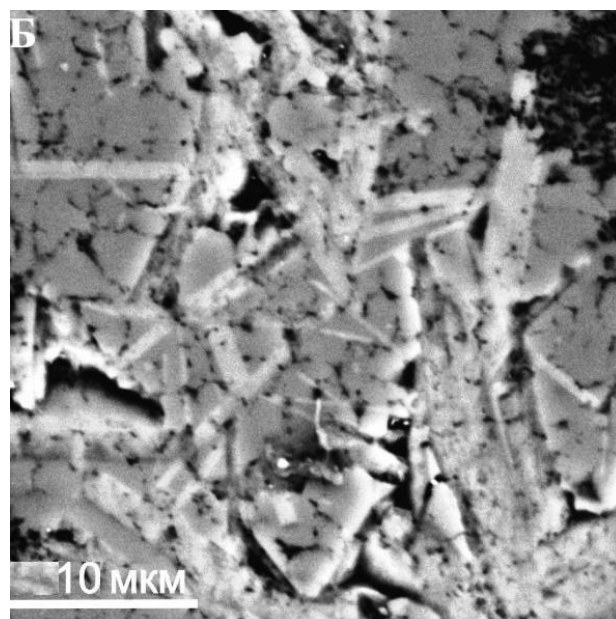
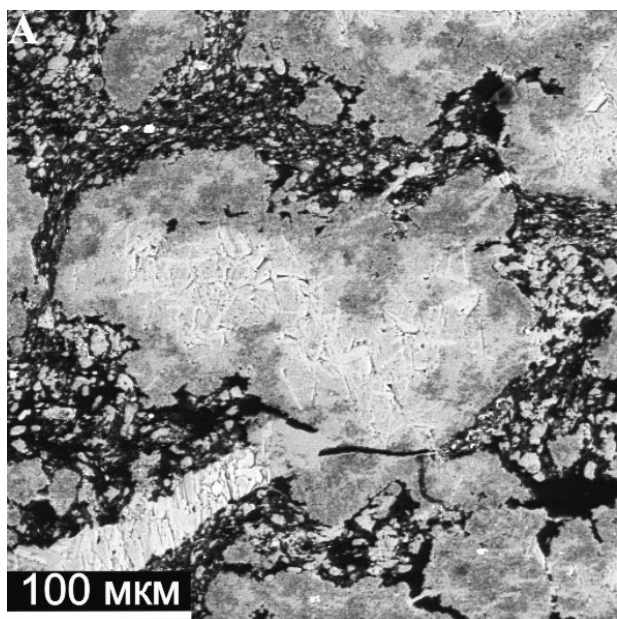


Рис. 9. Углеродисто-кремнистые обособления, перекристаллизованные в различной степени, фрагментированные и заполненные по трещинам ШВ (черное):

А – общий вид; Б – мелкозернистый слюдяно-кварцевый агрегат из центральной части обособления; В – метакolloидная углеродисто-кремнистая масса из краевой его части

флюидоупоры. Однако Т. Т. Клубовой (1988) показано, что наличие ослабленных зон, возникающих на мезо- и микроуровне на границе различных по текстуре участков, наряду с гидрофобизацией их ОВ определяет способность глинистых пород не только пропускать, но и аккумулировать углеводороды. Согласно О. К. Баженовой (1992), в породах, обогащенных ОВ, при генерации углеводородов возрастает пористость пород, а за счет флюидоразрывов возникают микротрещины и тем самым формируется коллектор.

Струйчато-полосчатое распределение ШВ, облеkanie им раздробленных и разобщенных минеральных обособлений и зерен с разъединением и растаскиванием фрагментов, а также импрегнация их шун-

гитовым веществом с заполнением микротрещин и образование ориентированных скоплений беспорядочно сбившихся зерен позволяют предполагать участие в формировании высокоуглеродистых пород месторождения газово-жидкого углеводородного флюида, находящегося под высоким давлением. Судя по реликтам низкотемпературного кристобалита, внедрение углеводородного флюида произошло в условиях протокатагенеза, так как приход нефти в породу, как известно, прекращает аутигенное минералообразование. Углеродсодержащие кремнисто-глинистые и кремнисто-глинисто-карбонатные толщи (пачки) рассматриваются О. К. Баженовой (1992) как перспективные на аутигенную (для толщи в целом) раннекатагенетическую (незрелую) нефть.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова О. К.* Ранняя генерация нефти и перспективы нефтеносности небольших глубин // Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Обзорная информ. Вып. 6. М., 1992. 52 с.
- Борисов П. А.* Карельские шунгиты. Петрозаводск, 1956. 91 с.
- Волкова И. Б., Богданова М. В.* Шунгиты Карелии // Сов. геология. 1985. № 10. С. 93–100.
- Галдобина Л. П., Ковалевский В. В.* Углерод Онежской структуры // Органическая минералогия: Материалы II Рос. совещ. по органической минералогии. Петрозаводск, 2005. С. 47–49.
- Галдобина Л. П., Ковалевский В. В., Рожкова Н. Н.* Месторождение Шуньга – геология, геохимия, минералогия // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 66–72.
- Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии* / Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск, 1982. 208 с.
- Дриц В. А., Звягин Б. Б., Токмаков П. П.* Гюмбелит – диоктаэдрическая слюда $2M_2$ // Докл. АН СССР. 1966. Т. 170, № 6. С. 1390–1393.
- Иностранцев А. А.* Новый крайний член в ряду аморфного углерода // Горн. журн. 1879. Т. 11, № 5–6. 314 с.
- Иностранцев А. А.* Еще о шунгите // Горный журнал. 1886. № 2. С. 35–45.
- Калмыков Г. С.* Свойства метаморфизованного сапропелита (на примере Карельского шунгита) // Пробл. геологии нефти. М., 1974. Вып. 4. С. 264–274.
- Клубова Т. Т.* Глинистые коллекторы нефти и газа. М., 1988. 157 с.
- Крыжановский В. И.* Геохимия месторождений шунгита // Минеральное сырье. 1931. № 10–11. С. 955–968.
- Номенклатура слюд:* заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической организации (КНМНМ ММА) / Перевод П. Л. Карчевский, А. Г. Булах // ЗВМО. 1998. № 5. С. 55–65.
- Петрологический атлас* ископаемого органического вещества России / Ред. В. И. Гинцбург, Т. С. Лысенко. СПб., 2006. 606 с.
- Рябов Н. И.* Отчет о поисковых работах на шунгит в окрестностях Шунгского месторождения. 1933 // Архив КарНЦ РАН. Ф. 1, оп. 24, ед. хр. 395. 217 с.
- Рябов Н. И.* Шунгиты Карелии // Тр. 2-й Карельской геологоразвед. конф. 1933. С. 30–35.
- Рябов Н. И.* Очерк шунгитовых месторождений Карелии // Фонды КПСЭ. Петрозаводск, 1948. 51 с.
- Филиппов М. М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 282 с.
- Шунгиты – новое углеродистое сырье* / Под ред. В. А. Соколова, Ю. К. Калинина, Е. Ф. Дюккиева. Петрозаводск, 1984. 184 с.
- Kwieceńska B., Pusz S., Kizesinska M., Pilawa B.* Physical properties of shungite // International Journal of Coal Geology. 2007. 71. P. 455–461.
- Mastalerz M., Glikson M., Stankiewicz B. A. et al.* Organic and mineral matter in a Precambrian shungite deposit from Karelia, Russia // Glickson M., Mastalerz M. (eds.). Organic Matter and Mineralization. London, 2000. P. 102–119.
- Melezhik V. A., Filippov M. M., Romashkin A. E.* A giant Palaeoproterozoic deposit of shungite in NW Russia: genesis and practical applications // Ore geology reviews. 2004. Vol. 24. P. 135–154.
- Parnell J., Carey P. F., Bottrell S. H.* The occurrence of authigenic minerals in solid bitumens // J. Sedimentary Research. 1994. Vol. A64, N 1. P. 95–100.