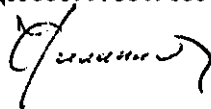


Санкт-Петербургский
государственный университет

На правах рукописи
УДК 553.9.550.835



Филиппов Михаил Михайлович

**Модели формирования месторождений
шунгитоносных пород Онежского синклинория**

Специальность: 04.00.12 – геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых; 04.00.11 – геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Санкт-Петербург–2000.

Работа выполнена в Институте геологии
Карельского научного центра Российской Академии наук

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор П. А. Ваганов;
действительный член АЕН РФ, доктор геолого-минералогических
наук, профессор Я. Э. Юдович;
доктор технических наук, профессор Г. А. Пшеничный

Ведущая организация:

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт (ВНИГРИ)

Защита состоится «30» марта 2000 г.
в 15 часов на заседании диссертационного совета Д 063.57.18
по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора наук в
Санкт-Петербургском государственном университете по адресу:
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, здание
бывшего НИФИ, аудитория 347

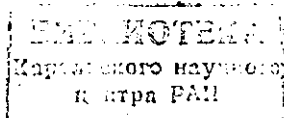
С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Санкт-Петербургского государственного университета.

Автореферат разослан «10» февраля 2000 г.

Ученый секретарь диссертационного совета:

В.А.Шашканов

150543 К



Актуальность темы. Устойчивый интерес к черным сланцам – углеродосодержащим породам разного возраста, состава и происхождения, особенно к докембрийским, связан с изучением проблемы зарождения жизни на Земле, с их ролью в образовании нефтяных и газовых м-ний, ряда рудных полезных ископаемых. Шунгитоносные породы (ШНП) нижнего протерозоя Онежской структуры по-своему уникальны. Они представляют первую эпоху массового накопления органического вещества (ОВ) в условиях активной вулканической деятельности и низкого содержания кислорода в атмосфере. По оценкам Н.В.Лопатина (1983), в Онежской структуре запасы шунгитового углерода составляют $65 \cdot 10^9$ м³. Эта впечатляющая цифра нуждается в уточнении из-за локальности проявления высокоуглеродистых (шунгитовых, ШП) пород, которые встречаются преимущественно в пределах купольных структур, и малоуглеродистых (шунгитосодержащих, ШСП), концентрация углерода в которых не всегда выдержана. Оценка не даст ясного представления о масштабах накопления ОВ в докембрии, поскольку не учтены также возможные его потери за счет перераспределения и рассеивания. Это определяет актуальность изучения генезиса ШНП и месторождений, закономерностей распределения углерода на разном стратиграфическом уровне.

Онежский черносланцевый бассейн известен с середины прошлого века. Накоплен огромный научный материал по основным проблемам происхождения шунгитового вещества (ШВ), ШНП и их м-ний, который до настоящего времени не обобщен. Существующие гипотезы обоснованы в разной степени, но ни одна из них не объясняет все имеющиеся данные. Необходимо понять специфику исходного для ШНП ОВ, условия его катагенеза в докембрии, выявить роль миграционных процессов в формировании ШНП и м-ний с исключительно высоким содержанием ШВ, особенности распределения ШВ в пределах м-ний.

ШНП являются полезным ископаемым, область их практического использования очень широка: замесители кокса в производстве фосфора, ферросплавов, наполнители электропроводных резин, пластмасс, основа радиозащитных строительных материалов, сырье для производства шунгита – пористого заполнителя легких бетонов и утеплителя. Повышенный интерес к ШНП в последние годы связан и с открытием в ШВ фуллеренов (P.R.Buseck et al., 1992), это заставляет пересмотреть многие устоявшиеся представления об условиях катагенеза ОВ,

оценить каталитическую роль некоторых элементов и минералов, перспективы ШНП как источника фуллеренов.

Ни одна из классификаций ШНП, за исключением упрощенной и устаревшей классификации П.А.Борисова, широко не используется. Существует терминологическая путаница – шунгитами называют и породы с любым содержанием ШВ, и природные бигумы (амраксолиты). По этой причине не всегда удается понять замысел авторов, а тем более увязать результаты разных исследований.

Статус ШНП как полезного ископаемого определяет необходимость создания надежных методов опробования. В ШП основной промышленный элемент – это углерод ($C_{\text{св}}$). Методы опробования на $C_{\text{св}}$, используемые в настоящее время – химический и термографический, не свободны от недостатков: они малоэкспрессивны, не всегда точны, разрушающие. В этой связи актуальна разработка инструментальных методов опробования, которые бы можно было использовать не только в лабораторных условиях, но и при исследовании скважин, керны, естественных обнажений, в технологическом потоке. До настоящего времени разноречивы представления об эффективности геофизических методов исследования м-ний ШНП, при решении проблем корреляции разрезов, в процессе разведки и эксплуатации м-ний.

Цель исследования: создание динамической модели м-ний высокоуглеродистых (шунгитовых) пород заонежской свиты подпоясания и малоуглеродистых (шунгитосодержащих) пород кондопожской свиты калевия; разработка инструментальных методов исследования м-ний ШНП.

Основные задачи исследования: 1. Сопоставление биогенной и абиогенной гипотез генезиса ОВ с привлечением изотопных, геохимических, биогеохимических, физических признаков. 2. Изучение взаимодействия ОВ с минеральной основой ШНП. 3. Изучение особенностей проявления ОВ на разных стратиграфических уровнях (заонежская и кондопожская свиты). 4. Изучение зональности распределения ШВ в залежах высокоуглеродистых пород заонежской свиты и создание динамической модели формирования м-ний ШП. 5. Изучение закономерностей распределения ШВ в породах и м-ниях малоуглеродистых пород кондопожской свиты. 6. Разработка экспрессных методов ядерногеофизического опробования м-ний ШП заонежской свиты и ШСП кондопожской свиты. 7. Оценка возможностей геофизических методов при изучении м-ний ШНП. 8. Анализ существующих классификаций ШНП и создание новой

геолого-гиснетической классификации, помогающей понять место ШНП среди возможных аналогов.

Фактические материалы, лежащие в основе исследования, методика и личный вклад автора. Основу работы составили результаты многолетних исследований (геологических, литологических, изотопных, геохимических, геофизических), выполнявшихся автором с 1977 г. и по настоящее время в рамках тематических работ ИГ КНЦ РАН самостоятельно и в составе различных групп исследователей лаборатории геофизики. Большой фактический материал получен при исследовании Максковского м-ния ШП и Мягрозерского м-ния ШСП, а также при эксплуатационной разведке Нигрозерского м-ния. Генетические признаки ШНП получены путем анализа обширной научной литературы и привлечения дополнительных аналитических характеристик, ранее не использовавшихся в подобных исследованиях (ЭПР, ЯМР, ИНАА). Обоснование геолого-геофизических реперов для корреляции монотонных разрезов кондопожской свиты сделано на основе изучения опорных и разведочных скважин. Новые методы опробования обоснованы теоретически и материалами сопоставления с результатами химического анализа представительных выборок и технологического опробования керна общей длиной более 1500 п. м. Петрологические диаграммы и модульные характеристики ШНП получены на основе полных химических анализов объемом более 500 проб и сокращенных – более 1000 проб; особенности взаимодействия ОВ с минеральной основой ШНП, формы ОВ изучены как традиционными методами оптической петрографии, так и с привлечением электронномикроскопических исследований и методов углепетрографии. Специфика докембрийских пород с их метаморфическими и, местами, метасоматическими изменениями определила необходимость использования геохимических данных в качестве генетических признаков природы ОВ, нахождения свидетельств изменения первичного состава пород.

Непосредственно автором:

- обоснованы геолого-геофизические реперы для корреляции разрезов структур, сложенных ШНП кондопожской свиты;
- созданы инструментальные методы опробования шунгитового сырья на основе использования гамма-метода (совм. с А.И.Савицким, С.Я.Соколовым, Ю.К.Калипным и др.) и гамма-гамма-метода (совм. с Р.Х.Мутыгуллинским);
- обобщены материалы по генезису ШВ и ШНП;

- предложена и теоретически обоснована диапировая модель формирования м-ний и систем купольных шунгитоносных структур со строго определенным положением в пространстве;
- выявлена зональность строения м-ний ШП (совм. с А.Е.Ромашкинским), обоснована полидиапировая модель ее формирования, предложена новая модель образования Шунгского м-ния ШП;
- обоснованы модификации гамма-гамма-метода для опробования ШП на $C_{\text{св}}$;
- создана новая геолого-генетическая классификация ШНП и антраксолитов;
- изучены возможности ряда наземных геофизических методов при исследовании системы шунгитоносных структур (совм. с Б.Н.Клабуковым).

Научная новизна работы, по мнению автора, заключается в следующем:

- впервые в полном объеме обобщены фактические данные, лежащие в основе доказательств различных гипотез генезиса ШВ, ШНП и м-ний; привлечены новые материалы к обоснованию сапропелевой природы ОВ ШНП заонежской свиты;
- впервые доказана метаколлонидная природа ШП заонежской свиты и найдены признаки взаимодействия ОВ, водного кремнезема и глинистых минералов на коллонидной стадии их развития, признаки замедленного диа- и катагенеза органоглинистых комплексов;
- впервые предложена и обоснована диапировая модель формирования м-ний ШП заонежской свиты, объясняющая пространственное расположение купольных структур, их внутреннюю зональность. Формирование складок нагнетания по питающему слою, представленному органоглинистами, с внутренней дифференциацией слоя по плотности и содержанию ОВ ранее не исследовалось;
- впервые созданы экспрессные, неразрушающие методы опробования ШП заонежской свиты на $C_{\text{св}}$;
- пересмотренный генезис ШВ пород кондапожской свиты подтверждается геохимическими данными и закономерным распределением его в разрезах, выявленным методами каротажа; обоснованы геолого-геофизические реперы для корреляции монотонных разрезов свиты;
- впервые созданы методы определения качества не традиционного объекта исследований ядерной геофизики – шунгитового сырья;

- создана новая геолого-генетическая классификация ШНП.

Практическая ценность работы заключается в следующем:

- создано целостное представление о различных подходах к решению проблемы генезиса докембрийского ОВ;
- создана модель формирования м-ний ШП, на основе которой можно прогнозировать появление купольных структур и соответственно с большей эффективностью вести разведочные работы, оптимизируя систему геофизических и буровых работ;
- новые методы опробования ШП на $C_{\text{св}}$ можно эффективно использовать при поисках и разведке м-ний в различных условиях – скважины, керн, дробленные пробы;
- выявленные закономерности распределения ШВ в породах кондапожской свиты, обоснованные геолого-геофизические реперы повышают достоверность корреляции разрезов скважины на м-ниях шунгитового сырья и, следовательно, достоверность подсчета запасов;
- новая геолого-генетическая классификация ШНП обеспечит однозначность восприятия результатов исследования разных авторов.

На защиту выносятся следующие основные положения:

1. На шунгитовой стадии карбонизации ОВ сохранились признаки его сапропелевой природы: палеонтологические, изотопные, геохимические, биогеохимические, физические; в лодиковин (заонежская свита) ОВ, кремнистая и алломосилкатная составляющие пород прошли коллонидную стадию развития, во время которой образовались органокремнистые и органоглинистые соединения, обладающие низкой плотностью и вязкостью и сохраняющие до поздних стадий катагенеза эти благоприятные для развития складок нагнетания реологические свойства.
2. Формирование месторождений ШП заонежской свиты идет в процессе развития диапировых складок – валов, куполов, диапировых шляп; купольные структуры образуют систему (семейства) с доминирующей длиной волны; зональность месторождений является следствием полидиапирового процесса.
3. Закономерности развития месторождений ШП выявлены с помощью интегральных и спектрометрических модификаций гамма-гамма-метода с источниками мягкого излучения; среди них лучистые метрологические характеристики имеет вариант, в котором используется отношение когерентно и некогерентно рассеянного излучения.

4. ШВ пород калевия (кондопожская свита) является переотложенным; достоверность корреляции монотонных разрезов свиты обеспечивается за счет применения комплекса методов каротажа; зонды с гамма-источниками позволяют решить проблемы технологического опробования инузитового сырья.
5. Геолого-генетическая классификация ШНП и антраксолитов упорядочивает терминологию и позволяет точнее определить их место в существующих классификациях осадочных пород с ОВ.

Реализация результатов работы. Основные фактические материалы исследования вошли в отчеты по научным темам РАН: № 56 (В.И.Горлов, М.М.Филиппов и др., 1976), № 75, ч. 2 (М.М.Филиппов и др., 1986), № 103, ч. 2 (М.М.Филиппов и др., 1991), № 114 (Е.Ф.Дюкисев, М.М.Филиппов и др., 1995), № 152 (М.М.Филиппов и др., 1999); в отчеты производственных организаций – ПГО «Севзапгеология, ПО «Карелстройматериалы», трест «Росгеолнатур»; им переданы рекомендации по применению новых методов опробования, которые использовались при разведке м-ний Мятрозера, Максово, Нигозера и включены в ТУ; в итоговый отчет (М.М.Филиппов и др., 1998) по проекту РФФИ №95-05-14662.

Апробация работы. Результаты исследований изложены в опубликованных работах, докладывались и обсуждались: на региональном совещании по проблеме «Методика петрофизических исследований геологических формаций докембрия Балтийского щита» (Петрозаводск, 1978), на «III всесоюзном совещании по геохимии горючих сланцев» (Таллинн, 1982), на «II Всесоюзном совещании по геохимии углерода» (Москва, 1986), на совещании «Геохимия, минералогия и литология черных сланцев» (Сыктывкар, 1987), на сессии С.-Петербургского государственного университета (С.-Петербург, 1988), на всесоюзном совещании «Комплексное освоение минеральных ресурсов Севера и Северо-Запада СССР» (Петрозаводск, 1989); на международных симпозиумах – «Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые» (Новосибирск, 1991), «Углеродсодержащие формации в геологической истории» (Петрозаводск, 1998); на международных конференциях – «Индустриальные минералы Балтийского щита и новые технологии» (Петрозаводск, 1993), «Закономерности эволюции земной коры» (С.-Петербург, 1996), «Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений» (Петрозаводск, 1996), «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 1997).

Различные аспекты работы в разное время обсуждались с геологами и геофизиками научных и производственных организаций. Весьма полезным был обмен мнениями по темам, затрагиваемым в диссертации, с В.И.Горловым, Я.Э.Юдовичем, К.И.Хейскампом, С.В.Купряковым, Ю.К.Калининым, А.И.Голубевым, В.А.Мележиком, С.И.Рыбаковым, Н.С.Биско, А.Е.Романкиным, Д.В.Рычанчиком, В.Н.Кожвишниковым, И.Б.Волковой, М.В.Богдановой, Св.А.Сидоренко, С.А.Кузьминым, А.И.Савиным, С.Я.Соколовым, Б.Н.Клабуковым, П.В.Медведевым, В.С.Нахабцевым, П.А.Вагановым, В.А.Мейсром. Неоценимую помощь в сборе, подготовке и оформлении результатов исследования оказали сотрудники лаборатории геофизики ИГ КарНЦ РАН Р.С.Моторина, М.И.Павлова, В.И.Коршунова. Всем названным коллегам и помощникам автор искренне благодарен.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, пяти частей (9 глав), заключения и списка литературы из 396 наименований; содержит 282 страницы машинописного текста, включая 78 рисунков и 65 таблиц.

Содержание работы.

Во введении дана краткая историческая справка по исследованиям ШНП Онежского синклинария, обоснована актуальность выбранной темы, цели и задачи диссертационной работы, сформулированы защищаемые положения.

Часть I. «Общие сведения о распространении инузитовых пород и существующие взгляды на генезис пород и их месторождений». Глава 1. Стратиграфическая характеристика отложений нижнего протерозоя. ШНП нижнего протерозоя Онежской структуры в основном встречаются в лодиковском и калевийском надгоризонтах (2100–1950–10⁶ млн. лет). В лодиковии в составе заонежской свиты в нижней подсвите горизонты ШНП появляются спорадически, в средней части их доля в разрезах достигает 50%, верхняя часть свиты почти не содержит ШНП. Разрезы средней подсвиты представлялись вулканогенными, осадочно-вулканогенными и вулканогенно-осадочными типами. В подсвите выделяют две пачки, сформированные в течение двух циклов накопления ОВ. Каждый цикл начинается с туфов и ШНП (подпачки А); подпачки Б сложены доломитами, алевролитами и первично-глинистыми сланцами. В первой пачке выявлено 3 цикла, во второй – 6. Горизонты ШНП не выдержаны по мощности, иногда они замещаются туфоалевролитами, в ряде случаев их число может быть >9. По содержанию инузитового вещества (ШВ) породы и малоуглеродистые (сод. % С_{св}), и высокоуглеродистые (до

75–80%). По составу – это кремнистые, слюдистые, карбонатные, смешанные, нередко с большой концентрацией сульфидов. В пределах горизонтов выявлены крупные куполовидные складки с размером в плане до 700–800 м и с мощностью ШНП – до 120 м (м-ния и проявления ШП), которые детально изучены в пределах Толвуйской синклинали, хотя известны и другие места их проявления. Подсвита завершается своеобразным шунгит-лигит-доломитовым комплексом. Заонежский вулканизм проявляется в виде лав основного состава, силлов и реже даек. Мощность силлов в подсвите достигает 200 м, лавовые покровы подчеркивают цикличность строения разрезов. Мощность подсвиты 370–450 м. Верхняя подсвита состоит из двух циклов осадконакопления: основание – крупноритмичное переслаивание туфов, верх – алевролитов, туфоалевролитов, с ШВ, а также доломитов. Иногда встречаются туфоконгломераты с галькой и обломками ШНП. Мощность подсвиты от 100 до 850 м.

Суйсарская свита в полном объеме представлена не на всей площади Онежского синклизория; в свите включают плагиоклазовые, плагиоклаз-пироксеновые, пикритовые базальты и туфы с редкими прослоями малой мощности конгломератов, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов и силлитов. В составе конгломератов встречены обломки ШНП, эффузивы верхней части свиты часто обогащены ШВ, которое проявляется в виде пятен. Мощность свиты 300–530 м.

Кондопожская свита калевия подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты; представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (сланцами). Для свиты характерно ритмичное строение, в основании ритмов грубый материал, который постепенно сменяется более тонкими осадками. Обломки конгломератов – породы нижележащих свит, нередко ШНП; в цементе песчаников часто содержится ШВ в рассеянном виде или в форме линзочек, скоплений, пленок на поверхности отдельных зерен; ШВ обычно в цементе алевролитов и аргиллитов. Верхняя подсвита формировалась в относительно более спокойных условиях, в ней больше доля глинистой составляющей, соответственно, она выделяется меньшими значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, более высокими содержаниями Al_2O_3 . Характерным репером средней части является горизонт алевролитов и алевропесчаников с антраксолитовыми стяжениями. Корреляция разрезов свиты затруднена из-за монотонного чередования ритмов разной мощности без видимых реперных горизонтов. Содержание ШВ в породах – не более 3%, мощность – 530 м.

Глава 2. Эволюция взглядов на природу ШВ, ШНП и их м-ний. До 1879 г изучение ШНП было эпизодическим: работы Н.Я.Озерцовского (1812), А.А.Нартова (1798), И.К.Комарова (1842), Г.Н.Гельмерсена (1856). Используются термины: «олопецкая чернядь», «графит», «землистый антрацит», «глинистый сланец, изобилующий графитом». Известна полемика А.А.Иностранцева (1879) с К.И.Лисенко (1877) и П.А.Алексеевым (1878) о природе углеродистого вещества Шуньского м-ния. В 1884 г Иностранцев А.А. вводит термин «шунгит – новый крайний член в ряду аморфного углерода». В 1914 г В.В.Аришинов провел аналогии между антраксолитами изверженных пород Крыма и «блестящей» разновидностью шунгских жильных образований. Однако, термин «антрацит» продолжает использоваться и далее. Б.Ф.Мерферт (1919) считает ШП м-ния Шуньга морскими осадками, образованными за счет привноса углеродистого вещества, а «блестящий антрацит» – чистым углеродистым осадком. Тимофеев В.М. (1924) исследовал углеродистое вещество, встречаемое в пустотах и микротрещинах диабазов о-ва Суйсарь, и жильные формы ШВ м-ния Шуньга, доказал их миграционное происхождение и провел аналогии с нефтями. Высказано предположение о битуминозной природе ШП. Крыжановский В.И. (1931) высказал мнение о том, что породы с ШВ образованы в результате воздействия диабазов на битуминозные отложения. Присутствие в ШП больших концентраций С, К, S, V, Cu, Zr, Ni объясняется наследованием состава ШВ от «живой клетки». Разведочные работы на Шуньском м-нии ШП проведены в 1931–33 г.г. (Н.И.Рябов): ШП считают сапропелитами, а Ш-I – продуктами изменения углеводородной составляющей пород. ОВ накапливалось одновременно с глинистым материалом на дне мелководного водоема, вероятно, в прибрежной части моря, постепенно преобразовывалось в жидкие, легко подвижные и вязкие ОВ. Предполагается, что миграция ОВ наиболее явно проявилась при формировании антиклинальных складок. При увеличении давления выпележающих пород наиболее подвижные ОВ «выдавливались и поднимались из более уплотненных нижних слоев в менее уплотненные – верхние». Орлов Н.А. и др. (1934) установили связь Mo, Ni с ШВ, высказали предположение о прижизненном накоплении V и Ni морскими растениями и животными. В 1941 г. Б.Ф.Марфи, а затем К.Ранкама определили изотопный состав углерода жильного ШВ м-ния Шуньга. Сделан вывод о том, что ШВ образовано при участии организмов и что миграционные формы ШВ являются продуктом преобразования пелитовых сланцев с ОВ. П.А.Борисов (1956) считал, что накопление пород

проходило «в обстановке стоячих мелководных водоемов», где интенсивно развивалась примитивная жизнь, преимущественно водоросли. ОВ и минеральный осадок накапливались в «форме песчано-глинистых масс», «донные осадки постоянно обогащались растительными остатками богатой флоры» и превращались в «сапропелев» и «битуминозные» породы; Ш-I – вторичный «минерал», вынесенный горячими растворами вместе с кальцитом, пиритом и гломбелитом из ШНП; породы названы осадочно-метаморфическими и отнесены к нижнему протерозою, разрез м-ния Шульца назван шунгит-долмитовым комплексом. Все породы («шунгиты», по П.А.Борисову) по содержанию $C_{\text{св}}$ разделены на 4 группы: Ш-II – 60%, Ш-III – 35%, Ш-IV – 20%, Ш-V – 5–10%. Успенский В.А. и др. (1961), отнесли жильные включения ШВ в «углеродистых и кремнистых сланцах», в доломитах и в полостях между паровых лав к высшим антраксолитам, а по происхождению к нафтоидам-битумам разнообразного состава, образующимся при пиролизе ОВ сапропелитов в условиях контактового метаморфизма. Khavari-Khorosani G. et al. (1979) детально исследовали физические свойства «блестящего» шунгита м-ния Шульца и пришли к выводу о том, что он является эпигенетическим пиробитумом с высоким уровнем метаморфизма ОВ, эквивалентным метаантрацитовой стадии углефикации.

Систематическое исследование ШНП началось в 1962 г. в ИГ КФАН ССР, (Ю.К.Калинин). Изучена возможность применения обожженных ШСП (шунгизита), проведены исследования по вовлечению ШП в различные технологические процессы. Материалы по геологии и физико-химическим свойствам ШНП включены в монографию «Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования» (ред. В.А.Соколов, Ю.К.Калинин, 1975). Утверждается, что существует тесная связь между $C_{\text{св}}$ и хемогенным алломосиликатным материалом, обусловленная сорбированием ОВ, что нефть является «правеществом шунгита», а в ряду битумов асфальт-альбертит-керит-антраксолит шунгиты занимают крайнее положение. Предложена «химико-генетическая» классификация ШНП, в которой каждая разновидность делится на 3 типа: высоко-, средне- и малокремнистые, а по соотношению K/Na – на 2 подтипа. Сорбционная гипотеза, по данным самих авторов, не объясняет высокое содержание $C_{\text{св}}$ в карбонатных породах, достигающее иногда 30%, в лидитах – до 12%. Эти примеры отнесены к исключениям, обусловленным метаморфизмом и миграцией углеводородов (УВ). В туфопесчаниках, алевролитах и сланцах (ингозеритах) отмечены «обломки ШП, порфирига и др.», ШВ присутствует в виде тонкой пыли в цементе, в виде оторочек

вокруг зерен, сгустков и неправильных скоплений и обломков. Это очевидное противоречие устраняется в работе В.И.Горлова и др. (1977), путем выделения ШНП с персотложным ОВ (кондопожская свита).

В 1984 г. впервые высказана идея об эндогенной природе ШВ (Ю.К.Калинин). Накопление шло в форме «силикатно-органического комплекса», образованного при взаимодействии «сложносиликатного вещества и шунгитоматеринских УВ». Концентрированные формы ОВ возникали при минимальном поступлении в осадок разбавителей (кремнезема, терригенного и пирокластического материала). Для доказательства гипотезы приводятся изотопные данные и состав пород: связь $\delta^{13}C$ с калиевым модулем и «строгая» зависимость между $C_{\text{св}}$ и алломосиликатами. В породах кондопожской свиты накопление «углеводородов» шло за счет сорбции глинистыми минералами. Антраксолитовые стяжения – следствие пересыщения сорбционной емкости грубозернистых отложений. Иванкин П.Ф. и др. (1987) рассматривают образование ШНП и залежей ШП как процесс замещения вулканогенно-осадочных пород УВ, поступающими в бассейны осадконакопления в результате активной магматической дегазации. Шунгитизация подвержена терригенные, карбонатные, пирокластические, эффузивные и местами интрузивные породы; тела ШП «локализуются в бортах коробчатых синклиналей, ограничиваясь по восставию разломами и ядрами узких приразломных антиклиналей»; малоуглеродистые породы – «пластовидные тела и субогласные зоны». По С.В.Кутрякову и В.П.Михайлову (1988, 1996), «УВ типа асфальта», скапливающиеся в кровле очагов базальтовой магмы, по глубинным разломам поступали на дно морского бассейна; горизонты ШНП пород формировались при циклическом раскрытии подводящих разломов; локальные тела с высокой концентрацией асфальта образовывались вблизи от источников; формирование пород кондопожской свиты шло путем переотложения ШВ в разных формах.

В работах А.В.Сидоренко, а затем Св.А.Сидоренко и др. с 1963 г. ШНП отнесены к биолитогенным образованиям, доманикоидным формациям; доказательством служит состав битумоидов; изотопные данные; аналоги ШНП – современные сапропелевые осадки Черного моря, пермская формация Грин-Ривер и др. Первые микрофоссилии в лидитах обнаружены В.И.Горловым в 1965 г.; Г.С.Калмыков (1974) подтвердил присутствие микроорганизмов в ШП (III) и сделал заключение об их сапропелевой природе. С.И.Жмур (1993, 1998) показал, что

источник ШВ – цианобактериальные маты (сообщества) – система с высокой биопродуктивностью, обеспечивающая накопление ОВ и его сохранность за счет быстрой лигификации в пределах самого мата. В.И.Горлов (1984) считал, что накопление высокоуглеродистых пород способствовали: вулканизм и активные поствулканические процессы, благоприятный температурный режим и фациальные условия осадконакопления. М-ния ШСП кондопожской свиты формировались вблизи от областей активного гипергенного разрушения заонежских ШНП; им создана первая геолого-генетическая классификация ШНП. В основе ее способ накопления ШВ: миграционное, первично-осадочное, переотложенное. По А.М.Ахмедову (1996), локальные тела ШП заонежской свиты образовались за счет накопления сапропелевых осадков в депрессиях стагнационных стратифицированных бассейнов; накопление «свободного углерода в форме разнообразных битумов» шло в супервосстановительных условиях с пассивной сульфатредукцией; распределение липид ШП в Онежском синклинории объясняется блоковым стрессом для бассейна. Е.Б.Бондарь и др. (1987) проанализировали современными методами газовой хроматографии состав остаточных битумов и гидрогенизата ШНП и сделали вывод о том, что «высокая биопродуктивность фитопланктона ... была обусловлена переходом от атмосферы бескислородной к атмосфере окислительной», часть ОВ имеет бактериальное происхождение. В.Муске et al. (1987) считают, что ОВ сингенетичных сульфидов имеет бактериальную природу. Я.Э.Юдович с соавт. (1987, 1988 и др.) указывают на геохимическую родственность ШП и сапропелитов разного возраста. Накопление заонежских ШП по данным В.З.Негруды и др. (1998) связано с раннепротерозойским циклом разницы эндо- и экзосфер Земли; оптимальные условия для хемогенно-биогенного накопления ОВ создавались в средней части цикла, когда возрастало содержание углекислого газа в атмосфере. В работах И.Б.Волковой и М.В.Богдановой (1983, 1985, 1988) возрождаются представления о возможной гумусовой природе ОВ.

Таким образом, огромный фактический материал и полный объем никто не анализировал; уровень доказательств разных гипотез происхождения ШВ, ШНП и м-ний неравнозначен, часто одни и те же факторы трактуются по-разному; противоречивы взгляды на природу локальных тел ШП; излишне широко используется термин «шунгит»; ШНП не включены в общую систематику осадочных пород с ОВ.

Часть II. Исследование ШНП заонежской свиты с первично-осадочным ОВ. Глава 3. Генезис шунгитового вещества. Существуют объективные трудности изучения ОВ, находящегося на предграфитовой стадии карбонизации, поскольку многие генетические признаки утрачены. Изотопный состав углерода ШНП исследовался Б.Ф.Марфи (1941), К.Ранкама (1948), В.Мармо (1953), С.М.Катченковым, Н.М.Бугровым и др., (1971), Л.П.Галдобинной, М.Шидловски и др. (1984), М.М.Филипповым и др. (1993, 1994), А.М.Ахмедовым (1995). Четко проявляется тенденция увеличения содержания ^{12}C в заонежской свите снизу вверх по разрезу, а также на уровне пачек и даже отдельных пластов в составе второй пачки средней подсвиты. Миграционные шунгиты по $\delta^{13}\text{C}$ контрастно отличаются от ШНП заонежской свиты и слабо – от пород калевия. Антраксолиты и ШП из м-ния Шупыга, находящиеся в непосредственной близости, имеют значения $\delta^{13}\text{C}$ -44,4‰ и -41,7‰ соответственно. Это может служить веским основанием для отнесения антраксолита к α -нафтондам (по В.А.Успенскому, 1961), мигрировавшим на короткие расстояния. Распределение $\delta^{13}\text{C}$ бимодальное, в обе области попадают и антраксолиты и ШНП, т.е. существуют материнские породы с источником керогеном, породы с большой долей миграционного ОВ или со смешанным ОВ (остаточный кероген и миграционные ОВ), состав миграционного ОВ был разным. Аналогичные результаты получены Mc Kirdy D.M. et al. (1992) для углеродсодержащих сланцев серни Францевиль (Габон, 2 млрд. лет). Фракционирование изотопов углерода наблюдается в зоне влияния габбродолеритов и при образовании природных коксов. $\delta^{13}\text{C}$ ШП с сажистым ШВ – -43,2‰, т.е. газообразные ОВ входили в состав ШВ некоторых ШНП, в т.ч. габбродолеритов. Ю.К.Калинин (1984) утверждает, что изотопное фракционирование углерода идет в эндогенном очаге под воздействием щелочных элементов – коэффициент линейной корреляции $\delta^{13}\text{C}$ и калиевого модуля ($\text{KM} = \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$) равен 0,89. Анализ изотопных данных не подтверждает эту связь. По $\delta^{13}\text{C}$ и КМ можно выделить: породы относительно более древние и метаморфизованные; породы 1-ой, частично 2-ой пачек средней подсвиты заонежской свиты, в которых часть ОВ не покинула пласт, пачку, подсвиту; породы 2-ой пачки средней и верхней подсвит и калевия, в которых ШВ представлено в основном миграционным ОВ. Между группами существуют плавные переходы. Изотопный состав углерода ШП близок ОВ палеозойских и более молодых ГС (Л.А.Кодина и др., 1984).

Состав битумоидов ШНП исследован А.В.Сидоренко и др. (1971), З.А.Мишупиной и др. (1973, 1977), Е.Б.Бондарь и др. (1987), И.Р.Клессментом и др. (1988), В.Муске et al. (1987), А.Б.Соловьевой и др. (1998). Отношение битумоидов А и С находится в пределах 0,03–0,36, выход от 0,06 до 0,96%, рост при увеличении $C_{\text{св}}$. В битумоиде А преобладает метано-нафтяная фракция (до 81,5%), в большом количестве присутствуют кислородные соединения (алифатические структуры). Максимум нормальных алканов приходится на C_{15} , фитан преобладает над пристаном (1,22). В битумоиде С обнаружены жирные кислоты с длиной цепи C_9 – C_{24} , максимум на C_{18} , что характерно для липидов низших водных организмов. Среди конденсированных УВ обнаружены фенантрен, антрацен и др.; среди гетеросоединений битумоида С – акридин. В битумоиде В и в гидрогенизате основными являются производные дифенила, что объясняется циклизацией и ароматизацией алкановых цепей. В ШВ сингенетичных пиритов в битумоиде А отношение пристан/фитан равно 1,42, $n\text{-}C_{17}/i\text{-}C_{18}$ – 1,22, $n\text{-}C_{18}/i\text{-}C_{20}$ – 1,20; в гидрогенизате – равны 1,25, 18,9, 21,3, что подтверждает существование сульфатредуцирующих бактерий.

В составе ШВ пород и антраксолитов постоянно присутствуют Н, N, S, O, их концентрация близка ГС, нефтяным асфальтенам, находящимся на аналогичной стадии углефикации, а также V, Ni, Cl, S, Si, Na, Fe и др. в виде минеральной фазы, неравномерно распределенной в ШВ (росколитт, парагонит, пирит, миллерит, вюларит, сфалерит, халькопирит), размером 2–10 мкм (А.З.Зайдсберг и др., 1996). Характер микровключений, их размеры и состав – достаточное основание для вывода об их образовании за счет распада металлоорганических комплексов, характерных для тяжелых нефтяных фракций. В шунгитовых и вмещающих породах обычны прожилки антраксолита, пленки серебристого графитоподобного вещества, миграционное ШВ нередко проявлено в прожилках кварц-пиритового состава и в зональных миндалинах того же состава с колломорфной структурой; в брекчированных разновидностях ШП – это прожилково-струйчатые выделения в цементе, обогащенные ШВ края обломков, своеобразные зоны пропитки. В координатах Н/С и N/С ШВ пород не всегда отличается от ШВ антраксолитов. Совпадение составов доказывает существование пород, насыщенных только миграционным ОВ; переходный тип ШВ – на смешанное вещество; при низких значениях Н/С и N/С ШВ можно считать остаточным (истощенным) керогеном. В координатах $\delta^{13}\text{C}$ и $C_{\text{св}}$ (рис. 1) также можно уверенно выделить все названные типы ШВ. В залежах ШП с высокими значениями $C_{\text{св}}$, Н/С и N/С

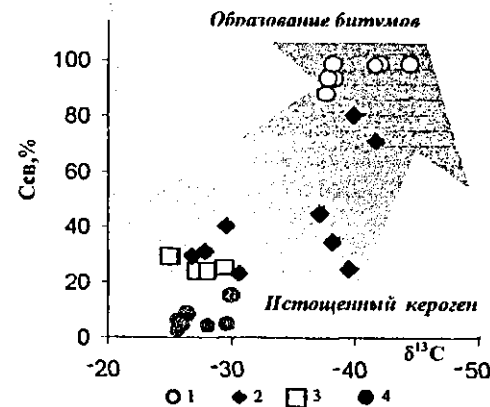


Рис. 1. Антраксолиты и шунгитовые породы в системе координат $\delta^{13}\text{C}$, $C_{\text{св}}$.

1 – антраксолиты, 2 – ШП из верхних и центральных частей залежей, 3 – ШП из периферийных частей залежей, 4 – вмещающие породы.

приурочены к центральным частям; ШВ здесь структурно менее упорядочено за счет миграционного ОВ, термовесовые экзопики по этой же причине более широкие, дисперсия коэффициентов отражения и их абсолютные значения заметно больше по сравнению с ШВ периферийных частей залежи. Итак, ШВ может быть представлено смесью остаточного керогена и миграционного вещества; остаточный кероген характерен для периферийных частей залежей, в их центральных частях, как правило, ШВ смешанного состава, иногда с преобладанием миграционного ОВ; дисперсия изотопного состава углерода в пределах залежей можно объяснить присутствием в разных пропорциях остаточного и миграционного ОВ; гетероатомы входили в молекулярную структуру ШВ.

Геохимические признаки генезиса ШВ и его эволюция. Органическому веществу отводится важная роль в процессе накопления «биофильных» элементов Mo, V, Ni, Se, Hg, и др. (Я.Э.Юдович, 1987): концентрационная, барьерная, транспортная; ШП по содержанию малых элементов близки к доматитам, однако при пересчете на $C_{\text{св}}$ они существенно обеднены ими. В ШП выявлено влияние процессов катагенеза и метаморфизма, нарушающих первоначальные связи элементов и их концентрацию. В качестве геохимического индикатора используется ртуть, известная высокой подвижностью и тесной парагенетической связью с ОВ. Минимальные содержания Hg – в габброидеритах, вулканогенно-осадочных и хемогенных породах, максимальные – в ШП (соответственно 1,1; 5,3; $42,7 \cdot 10^{-6}$ %), в антраксолитах – $29,9 \cdot 10^{-6}$ %. В ШП содержание Hg зависит от состава минеральной основы, от $C_{\text{св}}$, от текстуры, от содержания эпигенетических сульфидов, особенно Zn, Cu, Sb. На контактах с габброидеритами из ШП идет вынос Hg, при метасоматозе ШП содержание Hg резко

снижается. По уровню содержания Hg ШП близки к типичным ГС (до 0,5 г/т), антраксолиты – к природным битумам (до 0,3 г/т).

Молибден. Связь Mo с $C_{св}$ ШП не строгая, в ШП-II – до 349 г/т, в лидитах – 10, доломитах – 4,3, в антраксолитах от 1,7 до 240 г/т. В IX горизонте ШНП содержание Mo выше, чем в других горизонтах; высокие содержания отмечаются и в туффилах 2-ой пачки, перекрывающей VII горизонт ШНП, что связано с присутствием сингенетичных сульфидов. Различие между ШП и антраксолитом м-ния Шульга невелики (240 и 303 г/т), что указывает на близость состава их ШВ, а контраст между разными антраксолитами подтверждает их разную первичную природу.

Ванадий в ШНП накапливается от 100 до 3000 г/т. В ШП м-ния Шульга – от 877 до 2482 г/т, в антраксолите – 580 г/т. По Я.Э.Юдовичу и др. (1990), основная доля V попадает в осадок из поровых и наддонных вод, ОВ при этом играет роль геохимического порфиринового и гуматного барьера. В ШП, по Н.И.Рябову (1932), существует связь между содержанием V и $C_{св}$. Ванадиевая специализация обусловлена широким развитием пород основного состава.

Никель в ШП м-ния Шульга имеет концентрацию от 89 до 475 г/т, в антраксолитах до 980 г/т, что свидетельствует о более прочной связи Ni с миграционным веществом, чем V (отношение V/Ni в ШП >1, в антраксолитах <1). Предполагается, что Ni попадает в ОВ также за счет порфиринового барьера на стадии диагенеза. Н.А.Орлов и др. (1934) считают, что никель приурочен к той части ОВ, которая была способна мигрировать на незначительные расстояния. Действительно, в антраксолитах, не имеющих четкой связи с потенциальными материнскими породами, содержание Ni 21 г/т.

Уран. В ШП ($C_{св}$ 26–46%) вероятный уровень концентрации U 13,4–26,6 г/т, т.е. близок к ГС с терригенной и туфогенной минеральной основой. ШП м-ния Шульга ($C_{орг}$ – 65%) содержат до 87 г/т U; корреляционная связь между U и $C_{орг}$ получена лишь для карбонатсодержащих ШП, которые приурочены к подошве горизонтов и слабо затронуты процессом брекчирования; гранулометрический состав осадков является одним из главных факторов накопления U в ШНП, из ШП в зоне контактов с интрузивными породами идет вынос U, часть его осаждается как в самих ШП на некотором удалении от контакта, так и в габбродолеритах. Все ШНП заонежской свиты имеют Th/U < 1.

Селен. В ШП различных горизонтов содержание Se от 2,0 до 79 г/т, в лидитах – 0,6, доломитах – 0,3, в антраксолитах от 0,2 до 6,9 г/т, в габбродолеритах – 0,5 г/т. Повышенные концентрации Se

обычно для ШП с алюмосиликатной основой, связь Se– $C_{св}$ не корреляционная, в ШП м-ния Шульга ($C_{св}$ – 65%) содержание Se 7,7 г/т, что объясняется тем, в них высока доля миграционного ОВ; повышение содержания Se в ШП сопровождается увеличением Zn, As, Sb, Co, Cu, Hg, Au. При формировании ШП проявляется седиментационный, литологический и эпигенетический факторы концентрирования Se.

Антраксолиты Онежского синклинория известны в виде тонких линзовидных скоплений, не имеющих видимой связи с определенным горизонтом ШП (Шульга); в виде жил в самих ШП и во вмещающих доломитах, алевролитах (Максово, Шульга, Чеболакпа); в жесах – концентрически скорлуповатые образования, отлагавшиеся после кристаллизации кварца (п-ов Суйсарь). По содержанию V, Ni, Co, Zn, Th, U, Mo, As, Se (табл. 1) можно выделить проявления по степени дифференцированности исходного состава (α - и β -нафтоиды, по В.А.Успенскому и др., 1964). Состав ШП м-ния Шульга позволяет рассматривать их в качестве материнской породы для антраксолитов этого м-ния.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в нафтоидах с разной степенью дифференцированности исходного состава, г/т

Сорг, %, месс-торожение	V	Ni	Mo	Co	Zn	Th	U	As	Se	Hg
Антраксолит (98,7%), п-ов Суйсарь	19	21	1,7	0,9	4,4	0,02	0,2	4,0	0,2	0,4
Антраксолит (96,5%), Шульга	561	980	240	20	260	0,2	2,6	220	2,9	0,3
ШП-II (66,3%), Шульга	850	315	303	31	28	3,1	45	425	7,7	0,8

Физические признаки генезиса ШВ основаны на представлениях И.И.Аммосова (1987) и Я.Э.Юдовича и др. (1988) о том, что и на заключительных стадиях карбонизации ОВ сохраняются признаки предыдущих стадий, «структурная память». ШВ по оптическим и структурным свойствам относят к антрацитово-метаантрацитово-стадии метаморфизма. По В.В.Ковалевскому (1994), ШВ условно делится на некристаллическое изотропное и анизотропное. По рентгеноструктурным данным (А.Д.Фофанов, 1998) ШВ – это плоские и изогнутые графитоподобные сетки, хаотически смещенные относительно друг друга, в которых часть узлов вакантна. Размытая линия рефлекса 002 ШВ характерна и для ГС,

бигумов, коксов, что объясняется малыми размерами областей когерентного рассеяния, искажениями в решетке, которые не исчезают при обработке до 2000°C и более. Предполагается, что помимо графитовой существует еще низкоупорядоченная и труднографитируемая (основная) фазы. Первую из них связывают с остатками структур алифатического ряда (Т.Ф.Уен, 1961). По данным А.Н.Сафронова и др. (1988), в антраксолите м-ния Шуньга, примерно, 40% углерода имеет $d_{002} = 3,45 \text{ \AA}$, 33% – $3,55 \text{ \AA}$, 27% – «случайная сетка». Существование вакансий в структуре ШВ, гофрированность сеток, наличие труднографитируемой фазы, вероятно, связано с присутствием в исходном ОВ алифатических УВ, гетероатомов и порфиринов. Пиронафтоидная природа антраксолитов п-ова Суясарь и тектонафтоидная м-ния Шуньга проявляется в степени дефектности структур: $I_{10}/I_{10\Phi}$ 3,6 и 1,7; $I_{002}/I_{002\Phi}$ – 4,6 и 6,0; d_{002} – 3,54 и 3,52 Å. Суммарное содержание Н, N, O, S у них 1,23 и 2,46%; V, Ni, Mo, As, U, Co (г/г) 61 и 1437 (!). В спектрах комбинационного рассеяния антраксолита 2 полосы 1276 см^{-1} и 1589 см^{-1} (Н.П.Юшкин, 1994), первая совпадает с полосой искусственных стеклоуглеродов, вторая – с графитами; первая фаза преобладает.

Для ШВ характерна глобулярная надмолекулярная структура, т.е. в исходном ОВ были гибкие линейные молекулы, способные сворачиваться в клубки. Такая структура обычна для ГС и для преобразованных бигумов. По оптическим и рентгеноструктурным данным ШВ может отнести к мезофазе с жидкокристаллической структурой, характерной для коксов. Это определяет анизотропию электрических, магнитных и оптических свойств. Срезы веществ с мезофазной структурой похожи на структуры гумусовых углей. В природных условиях мозаичная структура бигумов образуется при 200–300°C (И.И.Аммосов, 1987), однако неграфитируемость ШВ не позволяет оценить палеотемпературы преобразования только по структурным характеристикам. С.О.Фирсова и др. (1985) оценивают предельные температуры по эндо- и экзоэффектам термограмм ШВ. Предлагается (А.Л.Дербасова, М.М.Филиппов, 1991) использовать графики термоэкстракции ргуп: основной максимум для ШП с разной минеральной основой находится в интервале 330–390°C. В качестве геотермометра можно использовать данные ЭПР. Для ШВ количество парамагнитных центров (N) около $4 \cdot 10^{19}$ спин/г, что близко к значению, характерным для коксов и выше, чем у метаантрацитов и графитов ($2,2 \cdot 10^{18}$ и $0,5 \cdot 10^{18}$). При нагреве ШВ плавные изменения N начинаются при $T=250^\circ\text{C}$ и резкие при 400°C

(В.И.Касаточкин, 1978). Сигнал ЭПР ШВ плавный и широким, т.е. области делокализации электронов малы, дисперсия их размеров велика; это характерно для радикалов с плоскими или линейными π -сопряжениями сапропелитов. Коэффициент ароматичности ШВ < 1. Дисперсия структурных характеристик ШВ зависит от теплового воздействия интрузий, от характера взаимодействия первичного ОВ с минеральными фазами, от крупности частиц. В региональном плане вариации структурного состояния ШВ определяются долей интрузивных пород в разрезах заонежской и суясарской свит.

Глава 4. Природа минеральной составляющей ШНП, источники вещества, признаки взаимодействия с ОВ. В ШП корреляционная зависимость наблюдается между Al_2O_3 и TiO_2 (0,71); Al_2O_3 и K_2O (0,82); TiO_2 – K_2O (0,78), Fe_2O_3 –S (0,90), Fe_2O_3 – TiO_2 (0,75), TiO_2 –S (0,67), CaO – MgO (0,74), что обычно для глинистых и карбонатсодержащих осадочных пород. На Максовском м-нии намечается связь $C_{\text{св}}$ с оксидами Al, K, Ti лишь там, где доля $\text{SiO}_2 < 50\%$. Состав пород меняется под влиянием интрузий, процессов брекчирования, метасоматоза. Для распознавания первичной природы ШП использованы модульные диаграммы Я.Э.Юдовича и др. (1987), модули Ф.Д.Петтиджона (1981), А.А.Предовского (1970). ШП соответствуют кремнистым породам нормального состава (слабоглинистым силицитам, глинисто-кремнистым сланцам), это морские пелитовые достаточно зрелые осадки, образованные при разрушении основных пород; в состав глинистого материала входили гидроспелды и хлорит. По методике О.М.Розена (1970) сделан пересчет химического состава ШП; доля глинистых минералов, кварца, полевых шпатов и карбонатов для второй пачки соответственно равна 19,5; 66,8; 3,5; 4,8%; в первой пачке – 18,9; 22,7; 32,1; 13,4%. Значимые корреляционные связи $C_{\text{св}}$ с компонентами первичного осадка не выявлены, коэффициенты корреляций $C_{\text{св}}$ –кварц, $C_{\text{св}}$ –глинистые минералы максимальны при низких содержаниях $C_{\text{св}}$. Это указывает на присутствие в ШП ОВ, свободного от минеральных примесей, вероятно, миграционной природы.

ШНП заонежской свиты в целом можно отнести к вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации, отдельные пачки имеют явные признаки вулканогенно-кремнистой, вулканогенно-карбонатной и терригенной ассоциаций. В докембрийских вулканогенно-углеродистых ассоциациях источник кремнистого материала – гидротермальные растворы либо гальмиролиз пепла (Э.Дегисе, 1967). В эндогенной гипотезе Ю.К.Калинина (1984) одним из доказательств природы ОВ является «стабильность

предельных значений $L/C_{\text{св}}$, прямая связь между L и C , где L – «сложные алюмосиликаты», рассчитываемые как $L=3,8$ ($\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$); утверждается что L возрастет при переходе от аномогенных пород к терригенным, а $C_{\text{св}}$ падает. Пересчеты состава ШП такую связь не подтверждают. В средней заонежской подвыте накопление ОВ более активно шло в периоды поступления в осадок пеплового материала (1-я пачка) и во время интенсивной гидротермальной (или фумарольной) деятельности (2-я пачка). Эти особенности известны и для чернослапцевых толщ Украинского щита и др. (Я.Э.Юдович и др., 1988).

Традиционные методы петрографии при изучении ШП не эффективны. Л.А.Богдановой (1967) методами углестрографии установлены точечные вкрапления ШВ в минеральной массе, бесформенные примазки (пленки), линзообразные включения, волокна, выявлена анизотропия ШВ, аналогичная гелифицированному веществу антрацитов. В ШП минеральные примеси представлены мелкими рассеянными вкраплениями кварцевых, слюдяных чешуи и пирита. ШВ создает микроструйчатую картину, схожую с некоторыми сапропелевыми и гумусовыми углями. И.Б.Волковой и др. (1985) выявили линзовидные и ячеистые выделения ШВ, сходные с растительными структурами гумусовых углей. ШП часто имеют флюидальную макро- и микроструктуру. На м-нии Шуньга Н.И.Рябовым задокументированы структуры обтекания веществом ШП будничированных доломитов, а также участков ШП с относительно более низким содержанием $C_{\text{св}}$. В залежах ШП обычны скрытые (шунгит-шунгитовые) брекчи, состоящие из остроугольных обломков, цементированных ШВ; по ним образуются шунгит-кварцевые брекчи, в которых цементом служат мелко- и среднезернистый кварц с ШВ; обломки покрыты пленкой ШВ, их края перистые. ШВ как массивных, так и брекчиевидных разновидностей имеет комковатую структуру. Однородные непросвечивающие изометричные сгустки ШВ, отделенные друг от друга цепочками микрозернистых выделений кварца. Внутренняя структура сгустков неразличима. Участки ШП флюидальной текстуры несут признаки пластичных деформаций.

На микроскопических снимках ШП прослеживается развитие микроструктур кремнезема от коллоидных к кристалломорфным. В метаколлоидно-глобулярной структуре глобулы кремнезема окружены оторочками ШВ, при зарождении ступенчатых образований (парных глобул, агрегатов) наблюдается отжатие ОВ к границам агрегатов. В метасубколлоидной структуре оторочки ШВ фрагментарны, блоки обособлены друг от

друга порами, ШВ локализовано в канавках, разделяющих блоки, в виде глобул. Кристалломорфная структура обычна для трещин, о бывшей связи с ОВ напоминают округлые ямки на поверхности граней, это отпечатки глобул ШВ; Оно заполняет пространство трещины между кристаллами. На ряде снимков наблюдается хлопьевидное ячеистое строение глобул кремнезема, наследуемое от стадии коагуляции насыщенных растворов SiO_2 . Микроструктура глинистой (слоистой) составляющей ШП может быть ламинарной. Оторочки ШВ видны на боковых сколах микроагрегатов и на базальных плоскостях, иногда это ленты или глобулы. ОВ в первично-глинистых минералах сохраняется дольше, чем в органо-кремнистых комплексах. В процессе гидроспидизации глинистых минералов формируется комковатая структура ШП, а новообразованный аутигенный кремнезем выделяется в виде относительно крупнозернистого идиоморфного кварца, заполняющего промежутки между сгустками органо-минерального вещества, прожилки и миндалевидные выделения. Таким образом, *слабая раскристаллизованность* кремнистой составляющей ШП обусловлена присутствием ОВ; его пленки блокировали процесс старения гелей и последующую кристаллизацию кремнезема. В диагенезе это была рыхлая, легкая, пластичная масса, сохраняющая свои свойства длительное время. Первично-глинистая компонента ШП сохраняет признаки взаимодействия с ОВ. Сорбция ОВ шла преимущественно на базальных поверхностях сеток слоистых минералов (монтмориллонита, каолинита и т.п.); ОВ препятствовало превращению глинистых минералов в гидроспиды, а глинистые минералы предохраняли ОВ от бактериального воздействия (эффект замедленного диа- и катагенеза органоглини), т.е. длительное время сохраняется их высокая пластичность, низкая плотность и вязкость, вплоть до этапа МК₃-МК₄.

Глава 5. Диапировая модель формирования м-ний ШП. ШП, как правило, приурочены к изометричным асимметричным складкам с размерами до 800 м и мощностью до 120 м. Подобные структуры известны только среди заонежской свиты, они хорошо изучены в Топуйской синклинали (м-ния Максова и Зажогинно). Выявлены и в разной степени изучены перспективные залежи ШП: Калейская, Мельничная и др. В аналогичных синклиналях известны залежи ШП – Чеболакшская и др.

В 1994 г. (Филиппов М.М.) впервые предложена гипотеза, в которой куполовидные тела ШП формируются в несколько этапов. Сначала накапливаются сапропелевые илы, содержащие ОВ, водный кремнезем, глинистые минералы, карбонаты, терригенный и пирокластический материал. В диагенезе идет взаимодействие ОВ

с кремнеземом, глинистыми минералами и, в меньшей степени, с карбонатами, т. е. первый этап концентрирования органоминерального вещества – образование органоглины. После литификации осадка и накопления перекрывающих пород относительно более плотных и менее вязких, чем в горизонтах с ОВ, создаются условия гравитационной неустойчивости. Свободное ОВ и органоглины в этих условиях «выскапливают» сквозь покрывку, т. е. формируют диапировые структуры. В этом процессе идет обособление наиболее легкого материала. Третий этап – обогащение локальных объемов купольных структур миграционным ОВ (УВ).

Гравитационно неустойчивая система способна к саморазвитию. В исследовании таких структур широко используется экспериментальное и аналитическое моделирование, картирование природных, прежде всего соляно-купольных, образований. Создана теория диапирового процесса, изучены формы тел, этапы развития, зависимость скорости роста складок, их амплитуды от исходных параметров питающего слоя и перекрывающих пород. Диапиры развиваются сначала в виде равномерно расположенных валов (антиклиналей), которые параллельны оси вмещающей синклинальной структуры, затем на валах формируются каплевидные тела. Расположение таких тел не хаотичное, для них выделяется доминирующая длина волны (расстояние между центрами куполов), зависящая от мощности питающего слоя и отношения его вязкости и перекрывающей толщи. В зависимости от реологических свойств системы (слой и покрывка) развитие диапиров может приостанавливаться на стадии формирования куполов, штоков, или завершаться образованием диапировой шляпы (Х.Рамберг, 1985).

Основные признаки диапировых структур на м-ниях ШП Толвуйской синклинали: они размещаются на антиклинальных складках 3-го порядка; купольные постройки расположены в пространстве равномерно; Максовское м-ние ШП – это антиклинальная бескорневая складка с выраженной краевой синклиналью и основным гребнем; между соседними залежами ШП сформирована антиклинальная складка перпендикулярная оси Толвуйской синклинали; внутренняя зональность купольных структур (рис. 2) выражается в содержании $S_{\text{св}}$ и в отношении нормативного кварца (Q) и мусковита (Mu), имеет характерные структуры типа «купол в куполе», которым соответствуют дополнительные гребни.

Оценка исходной мощности и плотности питающего горизонта (VI горизонт), перекрывающих пород, их вязкости

сделана с учетом поправочных коэффициентов на гравитационное уплотнение, дегидратацию, потерю ОВ, рассчитанных по данным В.Н.Холодова (1997). На завершающей стадии диагенеза (начало формирования куполов) мощность питающего слоя могла быть 70–84 м, плотность около $1,8 \text{ г/см}^3$, мощность перекрывающего слоя – до 920 м и средневзвешенная плотность $2,75 \text{ г/см}^3$. На стадии позднего диагенеза ШП имели коагуляционные и пластификационно-коагуляционные дисперсионные структуры. На высокой стадии уплотнения и литификации их вязкость могла быть в пределах 10^8 – 10^9 Па·с, такие породы способны к пластичному течению с динамической вязкостью менее 800 Па·с. Вязкость перекрывающих пород могла быть от 10^{14} до 10^{20} Па·с в зависимости от их состава (алевролиты, базальты). Фиксируемое разделение в купольных структурах кремнистых ШП от первично-глинистых и карбонатных позволяет утверждать, что в диапировом процессе шла дифференциация материала по плотности. Органо-глинистые соединения имели меньшую плотность, затем, по мере увеличения плотности, были органо-кремнистые глины и карбонатные породы с ОВ.

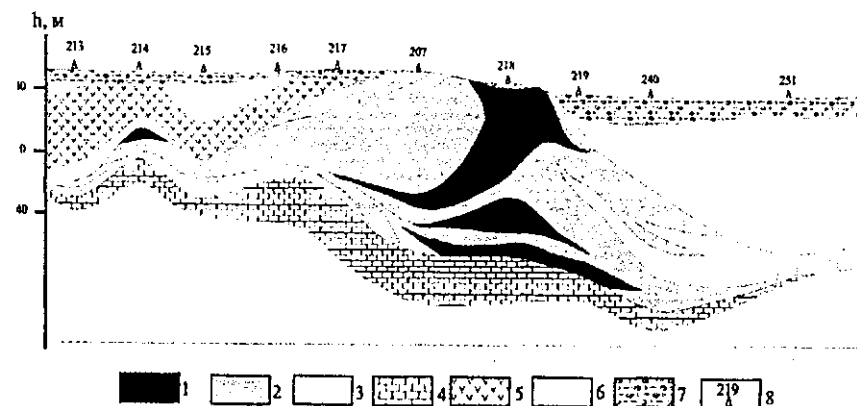


Рис. 2. Разрез Максовской залежи.

1–3 – содержание $S_{\text{св}}$: 1 – $>29\%$, 2 – $24 \div 29\%$, 3 – $<24\%$; 4 – карбонатные породы, «подушка»; 5 – вулканиты; 6 – вмещающие породы разного состава; 7 – четвертичные отложения; 8 – разведочные скважины.

При определении общих закономерностей формирования куполов питающий слой рассматривается как однородное вещество. Для объяснения внутреннего строения куполов учитывается разное поведение основных составляющих питающего слоя. Методами численного моделирования (F.Selig et al, 1965, 1966;

Х.Рамберг, 1983) проведена оценка доминирующей длины волны для системы куполов, развивающейся по питающему (VI) горизонту. Рассмотрена упрощенная двухслойная модель с жестким основанием и трехслойная модель с двумя изгибающимися поверхностями. В первой модели для $h_2=70\div84$ м и отношения вязкости $\mu_1/\mu_2=200\text{--}300$ расстояние между соседними куполами могло быть в пределах 1378–1568 м. Вторая модель дает значение 1600–2000 м, что указывает на то, что μ_1/μ_2 было <200 и $h_2 \leq 80$ м.

Для уточнения центров купольных структур, по которым частично была ранее получена геологическая информация (Калейский, Подсосонье и др.), а также для подтверждения доказательства существования системы купольных структур выполнены наземные исследования методами электро- и магниторазведки. Контрастность физических свойств пород заонежской свиты в основном связана с аномальным содержанием в них $S_{\text{св}}$: ШВ электрохимически активно, является хорошим проводником электрического тока. Проявления ШП отмечаются в потенциальных полях – гравитационном и магнитном в связи с широким развитием пород основного состава и благодаря диамагнетизму ШВ. ШП характеризует относительно низкая плотность и теплопроводность (Т.С.Игнатьева, Н.Т.Киппенко, 1974; С.Я.Соколов, 1990; М.И.Голод и др., 1978). Электромагнитное зондирование может использоваться для определения мощности рыхлых отложений, а по величине ρ_k можно судить о типе ШП. При расширении частотного диапазона можно изучать и более глубокие элементы разреза. Профилирование может быть успешно применено для картирования ШП с высокими концентрациями ШВ под паносами рыхлых отложений. Над ШП отрицательные потенциалы естественного электрического поля достигают 1000 мВ. Между ЕП и содержанием $S_{\text{св}}$ существует устойчивая корреляция. Залежи шунгитовых пород проявляются в виде понижений магнитного поля при его оптимальном сглаживании. Средняя величина поля возрастает над закрытыми участками на 50 нТл, однако, несмотря на закрытость, интенсивность поля над вулканической частью разреза в среднем почти на 70% выше, чем над горизонтами шунгитовых пород. Центры аномальных понижений магнитного поля совпадают с участками залежи, где мощность горизонтов шунгитовых пород максимальна. Обнаженные части залежи, совпадающие с максимальной мощностью шунгитовых пород, по величине комплексного параметра (произведение нормированных значений ΔT , ΔU и ρ_k) в 3–4 раза превышают вмещающие породы. Найден

центр слабо изученной Калейской залежи шунгитовых пород, выявлены детали строения участков Подсосонье и др. Так, участок Митроновский по данным геологического картирования сложен габбродолеритами, однако по геофизическим материалам габбродолериты занимают лишь южную часть участка, имеют тенденцию плавного облекания зоны, сложенной шунгитовыми породами. Расчетка локального участка подтвердила присутствие шунгитовых пород. Расстояние между соседними структурами, находящимися на одном валу, оказалось равным 1450 м, т.е. имеет близкое к расчетному значение доминирующей длины волны.

Строение Шунгского месторождения шунгитовых пород абсолютно не похоже на «классический» вариант купольных залежей (Максово и др.). В диапировой модели месторождение рассматривается как элемент сохранившейся диапировой шляпы. Подтверждением служат: гофрированность пластов шунгитовых пород, резкие границы с доломитами и известняками, ветвление и пережимы, непараллельное залегание нижнего и верхнего пласта, будничированные включения доломита, закономерное увеличение $S_{\text{св}}$ в гипсометрически приподнятых частях складок разного порядка, флюидальные макро- и микроструктуры ШП. Диапировая шляпа образуется при потере «плаучести» вещества питающего слоя или при достижении жесткого упора. В качестве такого уровня мог быть контакт доломитов и шунгитовых пород, которые обладали контрастной плотностью и вязкостью. Зарождение подобных структур видно и на примере Максовского м-ния (см. рис. 2), где более легкое вещество образует грибообразное тело, которое при благоприятных условиях может формировать диапировую шляпу. Локальная аномалия ΔU в юго-западной части водораздела оз. Путкозеро и Валгмозеро отождествлена с местом сочленения диапирового штока и шляпы. На м-нии Шунга породы максимально насыщены ШВ (до 80%), а отношение Q/Mu не превышает 0,6, в то время, как в Максовской залежи – от 0,7 до 1,5; это подтверждает завершение дифференциации вещества в диапировом процессе. В породах м-ния максимальна доля УВ. Изотопный состав углерода ШП отражает степень дифференциации органических комплексов и участие свободных форм ОВ в образовании ШП: вариации $\delta^{13}C$ на м-нии от –30,08 до –41,7‰. В наиболее выраженной форме проявился процесс образования высокоуглеродистых пород за счет выдавливания (экструзии) наиболее легкого органического вещества. Такие породы предлагается называть экструзивными, тем самым выделяя их среди типичных доманикоидных пород.

В диапировой модели не требуется, как в других гипотезах, жесткой пространственной связи тел с тектоническими разломами, особых форм и обязательных локальных активных источников поступления ОВ, высокой биопродуктивности в докембри. Породы с большим содержанием ОВ формируются в процессе дифференциации органоминеральных комплексов и, частично, за счет обогащения миграционным ОВ, т.е. в течении нескольких этапов; ШП генетически являются особым типом пород, который ранее в литологии не рассматривался. Находит свое объяснение близкое к равномерному расположение известных тел ШП, развивающихся в условиях «дирижирования» гравитационной неустойчивости (система с доминирующей длиной волны), т.е. модель предсказывает местонахождение неизвестных тел ШП, в т.ч. в форме штоков. Эти данные следует учитывать при проектировании системы буровых и геофизических работ; она должна быть нацелена на выявление антиклиналей (валов) и затем на обнаружение купольных структур; шаг наблюдений необходимо соотносить с расстоянием между длиной волны предполагаемой системы куполов. Зональность строения м-ний ШП, обусловленную процессами полидиризма, можно выявить лишь при детальном опробовании пород на $C_{\text{св}}$.

Глава 6. Ядерногеофизические методы определения шунгитового углерода. Углерод ($C_{\text{св}}$) является основным полезным компонентом ШП, который в ряде производств жестко нормируется. При разведке м-ний ШП применялся химический метод определения $C_{\text{св}}$ и термография. Относительная среднеквадратическая ошибка (S_r) по данным внутреннего контроля составила 2,6% в классе содержаний $C_{\text{св}}$ 20–30% на дробленных пробах и 4,6% – при анализе разных половинок керна. Внешний контроль дает ошибку 7,2%; арбитражный контроль, проведенный методом сжигания пробы в токе кислорода, – 5,5%, т.е. метод занижает содержание $C_{\text{св}}$. Возможная причина – часть углерода в процессе мокрого окисления переходит не в CO_2 , а в метан или угарный газ, которые не улавливаются; не исключено влияние дисперсности как ШВ, так и минеральных частиц, что затрудняет удаление карбонатов на первом и окисление $C_{\text{орг}}$ – на втором этапе анализа за счет эффектов взаимного обволакивания. По нашим данным, воспроизводимость термографии – 6,9% (S_r), сходимость с данными химического анализа – 4,9% (S_r , класс содержаний 15–50%). Случайная ошибка растет при увеличении Fe_2O_3 и CaO . Методы опробования на $C_{\text{св}}$ не экспрессны, например, методом термографии за смену можно определить 2–3 пробы.

Обзор ядерногеофизических методов для определения зольности углей и ГС, приведенный в диссертации, позволяет оценить их метрологические характеристики при определении $C_{\text{св}}$ ШП. Зольность углей методом радиационного захвата нейтронов определяют с ошибкой 1,4–2,8% (абс.) при содержании золы 30,8%. На результаты измерений оказывают влияние плотность пород, содержание водорода, элементный состав горючей и негорючей частей угля, физические условия измерений, например, состояние стенок скважины и др. ИНАА позволяет определить зольность с погрешностью 1,5% (абс.) при ее содержании 30–65% (Г.С. Возжеников и др., 1968). В абсорбционном гамма-методе (ГМ) с использованием двух потоков разной энергии и с коррекцией на влияние Fe минимальная ошибка составляет 0,56% при зольности 19,2%. При измерении рассеянного излучения под малыми углами с поправками на переменную плотность проб ошибка составила 1,3% (абс.) при среднем содержании золы 25% (R.A. Fookes et al., 1977, 1983). В гамма-гамма-методе (ГГМ) обычно используется источник ^{238}Pu . Минимальная ошибка определения зольности угля 0,13–2% при ее содержании от 3 до 50% (Л.П. Старчик и др., 1983). В методах с использованием спектрометрии рассеянного излучения средняя погрешность составила 5% (абс.) в диапазоне ее содержания 5,3–32,0% (В.А. Мейер и др., 1979). В методе «кригической энергии» точность определения золы – 1,5% (абс.) в интервале ее содержания от 7 до 58% (J. Charbucinski et al., 1982).

При опробовании ШП интегральный вариант ГГМ с источником ^{241}Am без дополнительной коррекции дает $S_r=3,4\%$ при среднем содержании $C_{\text{св}}$ около 30%, ошибка воспроизводимости – 0,21%, предел обнаружения – 4,1%. С источником ^{238}Pu $C_{\text{св}}$ рассчитывается по уравнению регрессии, куда входит интенсивность суммарного рассеянного излучения (N_s) и содержание Fe и Ca, определяемые по их флуоресцентному излучению. Среднеквадратическое расхождение между ядерногеофизическим и геологическим (химическим) методами ($S_{\text{г-г}}$) равно 1,87% (абс), $S_r=8,8\%$. В модифицированном варианте интегрального метода с рентгеновской трубкой (анод Ge, аппаратура БАРС-3) для повышения чувствительности дополнительно использовался цинковый селективный фильтр, позволяющий уменьшить вклад когерентной составляющей рассеянного излучения; для учета влияния Fe использован известный способ внутренней компенсации (J.R. Rhodes, 1962), когда уменьшение N_s , обусловленное ростом содержания Fe, компенсировалось добавкой флуоресцентного излучения Fe. Для этого излучения задается толщиной фильтра. Условие компенсации

выполняется при содержании Fe_2O_3 в ШП до 3%. Ошибка анализа составила 10,4% (S_r), класс содержаний $C_{\text{св}}$ 15–50%, Fe_2O_3 – до 5%, CaO – до 5%; систематическая ошибка выявлена только в классе до 15% и содержании $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 5\%$, что объясняется эффектами перекompенсации; статистическая, аппаратная ошибка и ошибка оператора в сумме составляют 0,52% $C_{\text{св}}$ ($S_r = 2,1\%$). Предел обнаружения равен 1,28% $C_{\text{св}}$.

Способ определения $C_{\text{св}}$ по интенсивности только некогерентно рассеянного излучения. В аппаратуре СПАРК-1 использовалась трубка с Ni анодом. Минимальное значение $S_r = 4,6\%$ получено для проб, содержащих $C_{\text{св}}$ от 15 до 50%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 5\%$, $\text{CaO} < 5\%$. Для анализатора БАРС-3 (Ge анод) оценивались варианты способа на порошковых пробах и на пылевом керне. Использован дифференциальный детектор (фильтр – Zn и мипепь – Cu). Поправки на влияние Fe и Ca рассчитывались по интенсивности флуоресцентного излучения. Ошибка $S_r = 7,17\%$ при $C_{\text{св}} = 0\text{--}50\%$ и $S_r = 3,7\%$ для $C_{\text{св}} = 15\text{--}50\%$. Систематическая ошибка пренебрежимо мала. При измерении поверхности пылевого керна уровень ошибок оказался ниже ($S_r = 6,25\%$, $C_{\text{св}} = 0\text{--}50\%$, среднее 25,1%), что объясняется гладкой поверхностью керна и осреднением данных по 4–5 измерениям.

Способ определения $C_{\text{св}}$ по отношению интенсивностей (R) когерентного и некогерентно рассеянного мягкого рентгеновского излучения впервые применен для определения зольности бурых углей. При средней зольности 40% $S_r = 2,5\%$. По расчетам Ю.Н.Пака (1985), полученным без учета эффектов аномальной дисперсии рассеяния и по приближенным формулам для массовых дифференциальных коэффициентов, чувствительность метода к зольности углей растет с уменьшением энергии излучения и снижается при увеличении зольности; это снижение проявляется уже при содержании золы около 25%; отмечается также слабая зависимость отношений от влажности угля и содержания Fe в золе; с возрастанием энергии излучения чувствительность к Fe растет; при увеличении зольности и уменьшении содержания Fe повышается влияние его вариаций. Другой вывод сделан в работе L.S.Dale et al (1987): расчеты для K-излучения хрома (5,4 кэВ) и измерения на углях с зольностью 2,85–42,27% показали, что с повышением содержания золы чувствительность метода растет. Наибольшее влияние оказывают вариации Mg, Al, Si, S; с ростом содержания золы влияние Ca и Fe уменьшается.

Отношения интенсивностей когерентного и некогерентного излучения для сложного по составу вещества рассчитаны по формуле (L.S.Dale et al, 1987):

$$R \cong \sum_i C_i / A_i \cdot F\left(\frac{\sin \theta / 2}{\lambda}, Z_i\right)^2 / r \cdot \sum_i C_i / A_i \cdot S\left(\frac{\sin \theta / 2}{\lambda}, Z_i\right),$$

справедливой для модели изолированных атомов, в предположении близости (равенства) энергии первичного и некогерентного рассеянного излучения (K.P.Champion et al., 1966). C_i – весовое содержание i -го элемента; θ – угол рассеяния; λ – длина волны первичного излучения; $r = [\lambda(\lambda + \Delta)]$ – фактор отдачи (Δ – комптоновский сдвиг); $F(\frac{\sin \theta / 2}{\lambda}, Z_i)$ – атомный форм-фактор i -го

элемента, $S(\frac{\sin \theta / 2}{\lambda}, Z_i)$ – функция некогерентного рассеяния i -го элемента. Функции некогерентного рассеяния рассчитаны с применением интерполяции третьей степени, а значения функции когерентного рассеяния – по таблицам (D.T.Cromer et al., 1975) с поправками на эффекты аномальной дисперсии. Получены значения $R(Z)$ для энергий 5,4 (Cr K_{α}), 6,4 (Fe K_{α}), 7,5 (Ni K_{α}), 8,0 (Cu K_{α}), 17,4 (Mo K_{α}), 22,1 (Ag K_{α}) кэВ и углов рассеяния 90, 105, 120° (рис. 3а). Видны два участка слабой зависимости R от Z («плато»). Для Cr K_{α} , например, это две группы элементов Li, Be, B, Al, Si, S, P. Наличие «плато» объясняется особенностями волновых функций, описывающих энергию электронов атома. Положение этих участков, а также градиент функции в их пределах и ширина не остаются постоянными при изменении λ . С ее ростом происходит смещение обоих участков в сторону элементов с

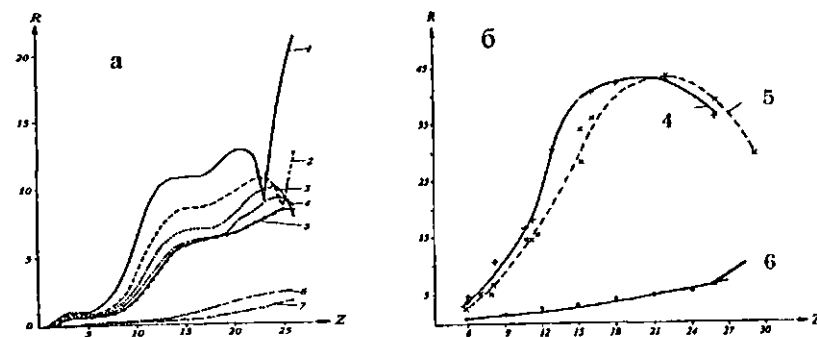


Рис. 3. Расчетные (а) функции $R(Z)$ и экспериментальные (б) для K_{α} -излучения: 1 – Cr, 2 – Fe, 3 – Co, 4 – Ni, 5 – Cu, 6 – Mo, 7 – Ag, $\theta = 105^\circ$.

большим Z , увеличивается градиент и сужается область относительной независимости R от Z . Функция $R(Z)$ имеет скачки, обусловленные эффектом аномальной дисперсии. При больших углах $R(Z)$ растет, увеличивается наклон функции в диапазоне $Z=6\div 16$.

Расчеты R в зависимости от состава искусственных смесей свидетельствуют о том, что с ростом энергии излучения чувствительность к $C_{\text{св}}$ ШП падает, увеличение зольности ШП сопровождается ее ростом. Выбирая энергию излучения можно уменьшить влияние Fe и Ca . Расчеты R сделаны и для основных породообразующих минералов ШП: кварца, хлорита, серпидита, талька, полевого шпата и доломита, по величине R они отличаются незначительно. Следовательно, их вариации не будут оказывать большого влияния на точность определения $C_{\text{св}}$. В ШП возможны эффекты компенсации в случаях, когда минералы с большим R будут эквивалентно замещаться минералами с меньшими R . Максимальные значения R у пирита (7,18 для $K_{\alpha} \text{Ni}$). Например, $C_{\text{св}} - 0,77$, кварц - 2,95, тальк - 2,77, серпидит - 3,0, полевой шпат - 3,2, доломит - 2,55, калицит - 3,22 при энергии $K_{\alpha} \text{Ni}$. Экспериментальные графики $R(Z)$ подтверждают основные особенности расчетных данных (рис. 36). Значения R для основных минералов ШП хорошо совпадают с теоретическими данными.

При определении $C_{\text{св}}$ ШП лучшей устойчивостью к помехам оказалось уравнение регрессии вида ($a_1 - a_2 \cdot R + a_3 \cdot \text{Fe}$), где Fe - отношение интенсивности K_{α} излучения Fe к интенсивности некогерентно рассеянного излучения; $S_{\text{г-г}} = 1,13\% C_{\text{св}}$ (при $C_{\text{св}} - 25,6\%$), $S_{\text{г}} = 3,8\%$; воспроизводимость анализа - 2,8% (отн). В анализаторе БАРС-3 некогерентная составляющая выделялась с помощью Zn -фильтра и Cu -мишени, когерентная - Ge -фильтр, Zn -мишень. Для порошковых проб минимальное значение $S_{\text{г}} = 5,4\%$ получено для выборки с $C_{\text{св}} = 15-50\%$ (ср. 32,4%); для класса 0-50% $C_{\text{св}}$ (ср. 23,5%) $S_{\text{г}} = 10,6\%$; на керне $S_{\text{г}} = 6,2\%$ (класс 0-50% $C_{\text{св}}$, ср. 29,1%).

Итак, самый простой и экспрессный вариант - измерение интенсивности некогерентно рассеянного излучения с самокомпенсацией мешающего влияния Fe и Ca ; этот метод имеет наибольшие ошибки и область применения его ограничена условиями внутренней компенсации влияния Fe и Ca . Вариант с использованием ^{238}Pu менее экспрессный, экспозиция - 500 с при использовании источника активностью $3,7 \cdot 10^9$ Бк, точность метода лишь незначительно превышает точность предыдущего варианта. Методы с выделением составляющих рассеянного излучения

отличаются наибольшей точностью и меньшей экспрессностью. Для анализа требуется 3-4 параметра. Варианты с R всегда предпочтительнее, уровень ошибок, особенно систематических, при выходе за границы интервала 20-50% $C_{\text{св}}$ значительно ниже. Варианты методики для сканирующего спектрометра СПАРК-1 с использованием R в качестве главного параметра во всех выборках и классах содержания (за исключением класса до 15% $C_{\text{св}}$) превосходят по своим метрологическим характеристикам варианты с использованием $I_{\text{нк}}$. Точность и «устойчивость» вариантов, реализуемых с аппаратурой СПАРК-1 и БАРС-3, сопоставимы.

Часть III. Исследование ШНП с перетолженным ОВ. В докембрийном образовании осадков с перетолженным ОВ, вероятно, могло быть в крупных масштабах: большие объемы накопления первично-осадочного ОВ; активная тектоническая деятельность, способствующая выводу на эрозионный уровень блоков, сложенных породами с ОВ; низкие концентрации кислорода в атмосфере, препятствующие окислению ОВ и его потере; высокие скорости седиментации в районах активной вулканической деятельности.

Глава 7. Геолого-петрографические признаки генезиса пород кондопожской свиты. На территории центральной и юго-западной части Онежской мульды вулканогенно-осадочные породы свиты состоят из шести синклинальных структур второго порядка: Мягрозерскую, Кондопожскую, и др. Строение структур очень схожее: ШНП приурочены к северо-западным замковым частям; во всех структурах в основании разреза зафиксированы конгломераты с галькой подстилающих базальтов заонежской свиты, сланцев, алевролитов, карбонатных и ШП; снизу вверх по разрезу происходит закономерная смена грубозернистых шунгитосодержащих туфопесчаников на алевролиты и пелитовые сланцы с увеличением доли сланцев к кровле пачек.

Форма ШВ в породах, является петрографическим признаком их перетолженного генезиса: вещество в составе окатанных и неокатанных обломков разной размерности вплоть до пылевидной примеси в хлорите, бесформенные сгустки и пылевидные скопления, приуроченные к границам прослоев. Прослеживается процесс формирования осадочных пород за счет терригенного материала, источником которого могли послужить залежи ШП заонежской свиты. В процессе их разрушения вскрывались также ловушки миграционного ОВ (битуменов), которое еще сохраняло свою пластичность и сорбировало на себе инертный материал, постепенно окисляясь и теряло плавучесть (современные стяжения агтраксолитов). Породы имеют признаки

русловых фаций и фаций пересыхающих дельт: косослонистые серпы, асимметричные знаки ряби, трещины усыхания и т.п. Закономерности формирования осадочного цикла и особенности распределения ШВ в породах фиксируются при каротаже скважин (КС, ГК, МЭП, ТК). Выделено 5 геолого-геофизических реперов, в основном совпадающих с границами пачек и подсвит. Данные каротажа подтверждают отсутствие известной для обычных осадочных пород закономерности роста содержания ОВ в ряду «песчаник – алевролит – глина», т.е. растворенная форма ОВ в период осадконакопления отсутствовала.

Глава 8. Состав ШНП и геохимические признаки генезиса ШВ. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного разреза нижней части кондопожской свиты детально исследованы в Мунозерской структуре (Мягрозерское м-ние ШНП). Здесь выделены три пачки (А, Б, В; в пачке Б дополнительно выделены три подпачки Б₁₋₃). Снизу вверх вплоть до подпачки Б₃ плавно растет содержание SiO₂, Al₂O₃, K₂O, падает FeO, MgO, CaO, Na₂O, что отражает увеличение доли первично-глинистого компонента и снижение – вулканогенного. Пачка В начинается новый цикл осадкообразования, поэтому указанная тенденция изменения состава прерывается.

Породы свиты хорошо диагностируются, что исключает необходимость сложных пересчетов состава пород. Отношение Al₂O₃/SiO₂ (~0,30) указывает на низкую зрелость осадков, т.е. на их песчано-глинистую природу. Высокие значения титанового модуля (до 0,12) подтверждают предположение о том, что первичный осадок образовался преимущественно за счет продуктов разрушения пород основного состава и что в пачке А доля вулканогенного материала существенно больше, чем в пачке Б. Модули Al₂O₃/Na₂O и K₂O/Na₂O указывают на низкую степень химического выветривания осадочного материала пачки А, подпачек Б₁ и Б₂, которые формировались, скорее всего, за счет физического разрушения пород. По этим модулям Б₃ контрастно выделяется на фоне нижних горизонтов (14,1 и 2,61), что указывает на присутствие хемогенного материала. Карбонатный модуль, достаточно четко делит разрез на пачки (подпачки). Наконец, модуль K₂O/Al₂O₃ свидетельствует о низком содержании в породе глинистого компонента и о вхождении К и Al в разные минералы. Модульная диаграмма, построенная по методике Я.Э.Юдовича и др. (1987), показывает, что они сильно отклоняются от нормальных осадочных образований, породы подпачек А и Б по составу близки базальтам заонежской свиты.

Для всех разновидностей пород характерны низкие концентрации Mo, As, U и, наоборот, высокие – Sc, V, Cr, Ni; содержание ШВ не вносит принципиальных изменений в уровень накопления малых элементов; отношение Th/U > 1, оно коррелирует с долей вулканогенной (или терригенной) компонент, т.е. ОВ практически не оказывало влияния на накопление малых элементов, оно является аллохтонным. По составу малых элементов породы разреза почти не дифференцируются. В составе ингозерского антраксолита много минеральных примесей; по распределению редких земель это вещество терригенного происхождения.

Таким образом, доказательствами терригенного происхождения ШВ служат: закономерная локализация ШНП в циклических структурах второго порядка; идентичность изменения гранулометрического состава пород с ШВ и остального терригенного материала в осадочном цикле; снижение содержания ШВ в породах вне связи с циклами вулканизма; контрастное распределение ШВ в отдельных прослоях, отражающее как тектоническую активность региона, так и неравномерную скорость накопления осадков; геохимические признаки, свидетельствующие о низкой реакционной способности ОВ; отсутствие связи между содержанием ШВ и первично-глинистого материала; терригенные минеральные примеси в стратифицированном антраксолите и форма его проявления; изотопный состав углерода.

Глава 9. Определение качества шунгизитового сырья инструментальными методами. Технологический метод опробования с использованием прямого обжига пцбня дорогой и трудоемкий. Предлагается использовать инструментальные методы.

Гамма-метод (М.М.Филиппов и др., 1982, 1985). В вулканогенно-осадочных породах кондопожской свиты увеличение первично-глинистого материала сопровождается ростом ее радиоактивности. Содержание К закономерно растет снизу вверх по разрезу; для U и Th характерны низкие содержания, что обусловлено присутствием значительного количества основного вулканогенного материала. Общая радиоактивность пород определяется преимущественно калием, коэффициент линейной корреляции $r=0,90\pm0,09$. Выполнено сопоставление результатов технологического испытания рядовых проб керна м-ния Мягрозеро и данных о содержании в пробах калия (С_к). Коэффициент линейной корреляции между насыпной плотностью шунгизита (γ) и С_к в исходной пробе равен 0,85; корреляционная связь значимая. По

уравнению регрессии вида $\gamma = 808 - 240 \cdot C_k$, рассчитаны средние значения и их среднеквадратичные отклонения γ и C_k для промышленных горизонтов K_1, K_2, Na_1, Na_2 : 359 – 59, 244 – 22, 317 – 49, 412 – 72 кг/м³ и 1,93 – 0,45, 2,28 – 0,29, 1,70 – 0,44, 1,54 – 0,48%. Среднеквадратичная ошибка определения γ составила 25,8%. C_k не отражает влияние всех факторов, определяющих качество сырья.

Установлено, что ошибки опробования с использованием приведенного уравнения возникают в случаях, когда ШНП переслаиваются с бесшунгитовыми или когда ШВ под действием гипергенных процессов окислено. Сероцветы и пестроцветы значительно увеличивают γ , однако, в этих породах C_k может быть высоким. В ШНП, которые являются кондиционным сырьем, $C_{св}$ 0,2–1%, а удельное электрическое сопротивление – 0,1–250 Ом·м. Окисление ШВ ведет к увеличению ρ_k . При сохранении в породе ШВ не менее 0,2% ухудшение качества не наблюдается. Таким образом, по величине ρ_k можно выявить интервалы ШНП, которые переслаиваются с сероцветными или с пестроцветными породами. Предлагается вести опробование путем измерения C_k и ρ_k пород. Применение способа позволяет определять качество сырья с относительной среднеквадратичной ошибкой не более 15%.

Исследованная зависимость между C_k пород и γ , а также тесная корреляционная связь общей радиоактивности пород и C_k , являются основой для широкого применения ГМ в интегральном варианте; он более экспрессивный и экономичный. Оценены возможности ГК и других методов каротажа при исследовании скважин, где породы окислены. Зоны окисленных пород хорошо выделяются по резкому увеличению электрического сопротивления и уменьшению электродных потенциалов. Появление измененных пород в разрезе не исключает выявления геолого-геофизических реперов и решение задач корреляции разрезов. ГМ может быть эффективно использован и для оценки качества сырья при эксплуатации м-ний: в наземном варианте он позволяет выявить блочность м-ния, картаж взрывных скважин даст информацию о качестве отдельных блоков, что может служить основой для их селективной отработки и обеспечивает выпуск сырья высокого качества; в результате уменьшится количество рекламаций и штрафных санкций, сократится объем опробования щебня, а значит, и трудозатраты на лабораторные испытания проб. С помощью ГК реальной становится избирательная отработка м-ний.

Гамма-гамма-метод (М.М.Филиппов и др., 1989). Характер переслаивания сланцев, алевролитов, карбонатов оказывает определяющее влияние на качество сырья. ГМ не даст такой

информации с требуемой детальностью, поэтому и точность количественных определений насыпной плотности шунгизита не может быть высокой; метод не позволяет определять другие показатели качества – содержание вредных карбонатных примесей и оптимальную температуру обжига сырья. Для преодоления этих недостатков разработана модификация микро-гамма-гамма метода (мГГМ). В мГГМ использован источник гамма-излучения ²⁴¹Am. Условия коллимации выбраны такими, чтобы на легких средах регистрировались преимущественно однократно рассеянные кванты, а на относительно более тяжелых их вклад был бы минимален.

В приближении однократного рассеяния дифференциальное уравнение для плотности потока вторичных квантов (далее – локальный поток dI_2), возникающих в объеме в результате взаимодействия первичного гамма-излучения с веществом и достигших детектора, определялось соотношением (Г.А.Иванович и др., 1985).

$$dI_2 = I_0 B \frac{1}{r_1^2 \cdot r_2^2} \exp(-\mu_1 l_1 - \mu_2 l_2) dV,$$

где I_0 – активность источника; B – коэффициент преобразования первичного излучения во вторичное; r_1, r_2 – расстояние от элементарного объема dV до источника и детектора соответственно; μ_1, μ_2 – линейные коэффициенты ослабления первичного и вторичного излучения; l_1, l_2 – путь первичных и вторичных квантов в исследуемой среде. Значение коэффициента B для некогерентно (B_n) и когерентно (B_k) рассеянных квантов: $B_n = \rho(Z/A)L_a d\sigma_n/d\Omega$, $B_k = \rho(Z/A)L_a d\sigma_k/d\Omega$, где ρ – плотность среды; Z и A – атомный номер и массовое число; L_a – число Авогадро; $d\sigma_n/d\Omega$ и $d\sigma_k/d\Omega$ дифференциальные сечения некогерентного и когерентного рассеяния, отнесенные к одному электрону. Для условий опробования (точечный источник и детектор над плоской границей раздела) рассчитаны локальные и интегральные потоки некогерентно рассеянного излучения источника ($E=60$ кэВ) от различных по составу ШНП. Локальные потоки существенно меняются в зависимости от расстояния источник-детектор и от глубины погружения излучающего слоя; влияние длины зонда сказывается на глубине до 1 см; при большом зонде dI_2 в верхних слоях имеет два максимума: вблизи детектора и вблизи источника, по мере погружения излучающей площадки или уменьшения длины зонда максимумы сближаются; для глубоко

залегавших слоев (> 1 см) максимум расположен на расстоянии от детектора, равном $2/5$ длины зонда. Погрешность измерений минимальна для глубины рассеивающего объема $0,5-1,5$ см. Линейное разрешение определяется диаметром коллиматоров или шагом перемещения.

Возможности МГГМ изучены в процессе разведки м-ния Мягрозера. Выделены два фашиальных типа сырья: породы с тонким и равномерным переслаиванием сланцев и алевролитов, с тонким и средним неравномерным переслаиванием сланцев, алевролитов и карбонатных разновидностей пород. Типы сырья отличаются по величине γ шунгизита, менее уверенно – по потерям при кипячении и оптимальной температуре обжига сырья. Исследован керн 29 скважины (1390 пог. м, уступные и рядовые пробы) и небольшое количество рядовых проб Нюгрозерского м-ния. Деление интервалов опробования на фашиальные типы можно сделать по вариационным кривым I_1 ; они отражают литологический состав пород и выявляют относительно большую однородность сырья первого типа.

Для уступных проб (10 м) выборка состояла из 64 интервалов, в которых количество измерений МГГМ на интервале определялось выходом керна. Расчетное уравнение регрессии, связывающее γ , интенсивность рассеянного излучения ($\bar{I}$) и коэффициент вариации интенсивности (K_v), имеет следующий вид: $\gamma = 480,8 - 0,214 \bar{I} + 2,41 K_v$. По контрольной выборке ($n=41$) $S_{\gamma} = 24,2$ кг/м³ при $\gamma = 299$ кг/м³, $S_r = 8,24\%$. Систематическая ошибка отсутствует. Собственная ошибка технологического опробования 33,3 кг/м³. Ошибка по рядовым пробам (до 3 м) составила 37,6 кг/м³. Следовательно, разведка месторождений ШНП может базироваться на применении МГГМ как единственного метода опробования сырья.

Задача определения потерь при кипячении ($пнк$) по данным МГГМ решалась аналогично. $пнк$ зависят от содержания карбонатов, их $Z_{эф}$ максимальны для разреза ($16,2 \div 16,6$), т.е. по данным измерений I_1 на интервале опробования можно выделить участки, которые соответствуют карбонатсодержащим породам $I_1 < I_k$, где I_k – интенсивность рассеянного излучения для карбонатных пород. Доля таких участков по отношению к длине интервала и равна $пнк$. По основной выборке рассчитано уравнение регрессии, связывающее $пнк$ и параметр I_k/I_1 . Ошибка $S_{пнк} = 0,44$ при среднем значении $пнк = 0,89$ ($S_r = 52,5\%$) сравнима со значением $S_{г-г}$ ($50,4\%$); величина $S_{пнк} = 0,7\%$ также намного меньше $S_{г-г}$, т.е. все

приведенные материалы свидетельствуют о том, что МГГМ является более точным по сравнению с принятым методом определения $пнк$.

Проанализированы возможности опробования по плотности пород; по магнитной восприимчивости; поляризуемости, фиксирующей количество и неоднородность распределения ШВ в породах; по электродным потенциалам, позволяющим оценить распределение ШВ по разрезу и характер переслаивания пород на интервале опробования.

Часть IV Классификация шунгитовых образований. В классификации П.А.Борисова (1956) и антраксолиты, и ШНП названы шунгитами (I, II, ... V в зависимости от содержания $C_{св}$). В «химико-генетической классификации» 1975 г. (Ю.К.Калвини и др.), кроме содержания $C_{св}$, в качестве ведущего признака используется химический состав пород. В усовершенствованной классификации (1984) сохраняется деление пород на разновидности в зависимости от содержания $C_{св}$ (II–V). Минеральная составляющая пород подразделяется на хемогенную, терригенную и смешанную – хемогенно-терригенную. Породы II–III разновидностей преимущественно имеют хемогенный состав, III–IV – хемогенно-терригенный, IV–V – терригенный за исключением ладитов, которые отнесены к пятой разновидности с хемогенной основой. В геолого-промышленной классификации ШНП в качестве ведущих признаков используется: содержание $C_{св}$, сложных силикатов, общего и свободного кремнезема и некоторые модульные характеристики – III типа и 2 сорта пород определяют области их промышленного использования. В геолого-генетической классификации В.И.Горлова (1984) прослеживается преемственность с классификацией П.А.Борисова: сохранен принцип деления на разновидности (I–V) по содержанию $C_{св}$. Высокоуглеродистые образования I–III разновидностей с $C_{св}$ 25–99% называются шунгитовыми породами; среднеуглеродистые (IV разновидности, $C_{св}$ 6–25%) – шунгитистыми, малоуглеродистые (V разновидности, $C_{св}$ до 5%) – шунгитсодержащими. Ведущий признак – способ накопления ОБ: первично-осадочное, миграционное и переотложенное. Миграционное ОБ – только битумы (антраксолиты).

В новой классификации отсутствуют названия пород или антраксолитов вида «шунгит-I», «шунгит-II» и т.д.; термин «шунгит» сохраняется лишь за миграционными или миграционно-переотложенными битумами (высшими антраксолитами). Породы и битумы делятся на 4 группы (табл. 2). I – породы с первично-осадочным ОБ, максимальные содержания $C_{св}$ не $> 15\%$, наиболее характерные – до 10% . Минеральный состав может быть

Таблица 2

Классификация шунгитовых пород и антракосолитов

Группа	Характеристика ОВ и степень его концентрирования (С _{св} , %)	Предлагаемое название	Вероятные аналоги
I	ОВ сапропелевого типа, сингенетическое – слабоконцентрированное (до 5) – умеренно концентрированное (5-15)	Сапропелитовые породы	Доманиконды Доманикиты
II	ОВ смешанного происхождения: сапропелевое сингенетическое, миграционное в виде УВ, оставшихся в материнской породе, миграционное (перемещенное, выжатое) в составе органических соединений – слабоконцентрированное (до 5) – умеренно концентрированное (5-20) – сильноконцентрированное (20-80)	Сапропелитовые породы	Баженовиты Черные сланцы формации Мичигам (?)
III	ОВ миграционное (нафтоиды, нафтиды) – слабоконцентрированное (до 5) – умеренно концентрированное (5-15) – локальные проявления антракосолитов (пиро- и тонафтоидов, возможно, нафтидов) (85-97)	Битуминозные породы Битумолиты (высшие антракосолиты, шунгиты)	Нефтяные коллекторы разного состава и происхождения
IV	ОВ перетолженное – умеренно рассеянное (0,5-2,5 редко до 5) – локальные проявления антракосолитов (>50)	Перетолженные сапропелитовые породы Нипозериты, мятрозериты Перетолженные битумолиты (высшие антракосолиты, шунгиты)	Проявления битумов в осадках кембрия и ордовика Прибалтики

кремнистым, первично-глинистым – алломосиликатным, карбонатным, смешанным с различной долей вулканогенного материала (пирокластички, пепла). Формы проявления ШВ – сплошное, рассеянное тонкодисперсное ОВ, подчеркивающее мелкозернистую текстуру пород. II – ОВ в породах смешанное: первично-осадочное, экструзивное – выжатое вместе с некоторыми компонентами осадка из первичного слоя в процессе развития складок нагнетания, и миграционное. Первично-осадочное ОВ – это и реликты первичного слоя, и само экструзивное ОВ, перераспределенное в пределах слоя, дифференцированное по плотности. Миграционное ОВ может быть как из самого слоя, так и из других горизонтов. Породам с экструзивным ОВ свойственны высокое содержание С_{св}, пелитовая структура, отражающая малые размеры частиц ОВ и минерального компонента, их генетическую прочную связь (сорбционные и химические связи, характерные для органоглины). III – породы и природные битумы, в которых ОВ только миграционное. Это породы бывших нефтяных ловушек (коллекторов). Содержание ШВ в них зависит от пористости (и проницаемости) пород на момент развития миграционных процессов. Форма проявления ШВ – межзерновая. В эту же группу включены антракосолиты (пиро- и тонафтоиды). IV – образования, в которых ОВ является перетолженным, т.е. входит или в состав терригенных частиц или захоронено в осадке в виде ступиков вязких битумов. Породы разных групп, характеризуют определенную стадию развития ОВ: начало накопления в осадке; перераспределение в пределах слоя в составе органического вещества; миграция ОВ, представленного УВ; перетолжение ОВ (регрессивная стадия). Иерархия образований поставлена с «головой на ноги»: все классификации начинались с антракосолитов (шунгитов-I), хотя они появляются лишь в катагенезе.

В Онежской структуре наиболее широко представлены породы I-II гр. Основные запасы высокоуглеродистых пород (С_{св}>15%) связаны с крупными купольными структурами. Масштабы проявления пород III гр. до настоящего времени не установлены. Породы IV гр. развиты в пределах участков, наиболее близких к областям сноса терригенных осадков. В I гр. состав пород зависит от фациальных условий осадконакопления и жизнедеятельности синезеленых и других водорослей, давших ОВ; во II гр. разнообразие состава обусловлено различиями пород питающего слоя и степенью дифференцирования органических составляющих, в III гр. состав пород зависит от их коллекторских свойств на момент миграции УВ (трещиноватость, пористость, проницаемость) и от условий, способствующих

удержанию УВ в ловушках. В IV гр. формирование пород зависит от состава разрушаемых пород, в т.ч. с ОВ, и от фациальных условий накопления осадков.

Для высокоуглеродистых пород, сформированных за счет дифференциации вещества по плотности в диапировом процессе, предлагается термин «максонит», поскольку аналоги таких пород пока не найдены. Породы IV гр., используемые для производства шунгита, традиционно называются шугозеритами и мягрозеритами. «Шунгит» – это синоним высших антраксолитов нафтоидного ряда. Для ограничения сферы использования термина «ШВ» предлагается сохранить его для обозначения ОВ пород. Можно исключить и этот термин, заменяя его на более точный – «сапропелевое ОВ», «остаточный кероген», «истощенный кероген» или «миграционное ОВ», «битумолитовые породы» и т.п.

В V части приведены данные о возможных экологических последствиях переработки ШП заонежской свиты и ШСП кондопожской свиты.

Заключение

Изучение наиболее важных в практическом отношении ШНП и их месторождений, впервые выполненное с привлечением геолого-геофизических материалов, позволяет сделать следующие выводы.

1. Огромные запасы докембрийского шунгитового углерода, сконцентрированные в Онежской мульде, несомненно, относятся к разряду уникальных, однако обоснованная аналогия между черными (и горючими) сланцами разного возраста и ШП с первично-осадочным ОВ, снимает некоторый ореол загадочности с явления, часто называемого в литературе «шунгитами Карелии». Близость пород к сапропелитам проявляется в формационной принадлежности тех и других к вулканогенно-кремнисто-углеродистой, вулканогенно-карбонатно-глинисто-углеродистой ассоциациям. Основные доводы абиогенной гипотезы – функциональная связь $\delta^{13}\text{C}$ ШВ и КМ, C_{org} и сложных алюмосиликатов – в процессе анализа фактических данных не подтвердились. Основания для биогенной гипотезы: палеонтологические, изотопные; геохимические, биогеохимические, физические представляются достаточно прочными. Впервые удалось наметить основные этапы развития ОВ, в частности, массовое появление миграционных УВ, стимулируемое теплом интрузивных и эффузивных пород. Миграция ОВ была, по-видимому, многоэтапной. Сначала – перераспределение в пределах пластов во время и после образования локальных апиклинальных

складок нагнетания (диапиров), в апикальных частях которых и концентрировались миграционные УВ, участвуя таким образом, в формировании залежей ШП. Затем миграционное ОВ проникало и за пределы горизонтов ШП, о чем свидетельствуют различные формы антраксолитов в породах заонежской, кондопожской и других свит, т.е. миграция носила региональный характер и это дает право относить Онежскую структуру к древней нефтеносной провинции. При анализе масштабов накопления и перераспределения ОВ очень важно исследование пород с перетолженным ШВ (кондопожская свита), которое попадало в осадок в результате разрушения более древних залежей ШП. Признание этой самостоятельной фазы формирования ШНП позволит более корректно вести расчеты по накоплению ОВ в докембрии в пределах Онежской и других структур, поскольку при перетолжении часть ОВ теряется.

2. Существуют признаки диапировой природы залежей ШП (максонитов): структурные, литологические, изотопные и др. Выявлена дифференциация пород по содержанию ОВ и по плотности, обогащение верхних частей куполов УВ. При благоприятных условиях формируется диапировая шляпа – локальное, субогласное тело с высокой концентрацией ОВ. Диапировая модель предсказывает существование систем куполов с характерным расстоянием между ними, что очень важно для прогноза и ведения поисков и разведки м-ний ШП. Модель открывает перспективу обнаружения залежей ШП в форме штоков.

3. Геофизические методы исследования дают новую информацию, которую традиционными методами получить либо невозможно, либо достоверность ее недостаточна: а) повышают достоверность корреляции разрезов; могут заменить традиционные методы опробования шунгитового сырья; их метрологические характеристики, экспрессность существенно выше принятых на практике методов; б) разведочная геофизическая и буровая сеть должна создаваться с учетом выявленных закономерностей формирования системы купольных шунгитовых структур. При разведке купольных структур геофизические методы позволяют уточнить их контуры и с необходимой детальностью и точностью провести опробование пород на C_{org} . При разработке м-ний ШП ядерногеофизические методы дают возможность изучать качество сырья (C_{org} , однородность по C_{org}) в конкретном эксплуатационном блоке, а при опережающем опробовании позволяют планировать выпуск продукции стабильного качества.

4. Создана классификация ШНП и антраксолитов; основная масса ШВ абиоморфная с реликтами биоморфной структуры;

компонентный состав ШВ пород можно отнести к коллоальгититу и к битуминиту. Предложенная классификация упрощает поиски аналогов ШНП и тем самым помогает глубже понять закономерности накопления и преобразования ОВ в докембрии; она предлагает способ исключения многозначных терминов, используемых в науке для ШНП и протерозойских битумов.

Основные результаты исследования опубликованы

– в коллективных монографиях и в отдельных изданиях:

1. Ивапкович Г.А., Куликов В.Д., Филиппов М.М. Расчет и применение зондов для исследования шунгитовых пород гамма-гамма методом. Петрозаводск, 1985. 48 с.
2. Калвин Ю.К., Филиппов М.М., Капутин Ю.Е. и др. Качество и эффективность использования шунгитового сырья Карелии. Петрозаводск, 1988. 147 с.
3. Филиппов М.М., Голубев А.И., Медведев П.В. и др. Органическое вещество шунгитовых пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Под ред. М.М.Филиппова. Петрозаводск, 1994. 208 с.
4. Филиппов М.М., Ромашкин А.Е. Шунгитовые породы – генезис, классификация, методы определения. С.-П. Петрозаводск, 1996. 90 с.
5. Филиппов М.М., Рычанчик Д.В., Хейканен К.И. Углеродсодержащие формации в геологической истории. Путеводитель полевой экскурсии Межд. симпозиума. Петрозаводск, 1998. 33 с.

– в статьях:

6. Филиппов М.М. Ядерно-геофизические методы определения свободного углерода шунгитовых пород (постановка задачи) // Проблемы изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск, 1990. С. 40–57.
7. Филиппов М.М. Определение свободного углерода шунгитовых пород по отношению интенсивностей когерентно и некогерентно рассеянного рентгеновского излучения // Там же. С. 57–68.
8. Филиппов М.М. Гамма-каротаж при разведке месторождений шунгитосодержащих пород // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983. С. 62–71.
9. Филиппов М.М., Горлов В.И., Кузьмин С.А. Геолого-геофизическое исследование нефтяной природы шунгитов Карелии // Там же. С. 71–87.

10. Филиппов М.М. Исходное органическое вещество шунгитовых пород Карелии // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1995. С. 33–51.
11. Филиппов М.М., Голубев А.И. Изотопный состав углерода шунгитовых пород Карелии // Там же. С. 51 – 71.
12. Филиппов М.М. Возможности методов ядерной геофизики при изучении шунгитовых пород Карелии // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 117 – 119.
13. Филиппов М.М. Источники радиационного поля на территории заказника «Кижские шхеры» // Проблемы геоэкологии Карелии. Петрозаводск, 1997. С.50–61.
14. Филиппов М.М. Применение дифференциальных фильтров в аппаратуре рентгенорадиометрического опробования // Геофизические исследования восточной части Балтийского шгта. Петрозаводск, 1980. С. 155–162.
15. Филиппов М.М., Голубев А.И., Дербасова А.Л. и др. Изотопное фракционирование углерода шунгитовых пород в процессах миграции органического вещества // Геология и магматизм докембрия Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 29–35.
16. Филиппов М.М., Голубев А.И., Ромашкин А.Е. и др. Минеральная составляющая шунгитовых пород Карелии: первичный состав, источники вещества и связь с шунгитовым углеродом // Литология и пол. ископ. 1995. № 5. С. 513–524.
17. Филиппов М.М., Дербасова А.Л. Роль в процессах преобразования шунгитовых пород Карелии // Горючие сланцы. 1993. Т. 10. № 2–3. С. 135–146.
18. Филиппов М.М., Медведев П.В., Ромашкин А.Е. О природе шунгитов Южной Карелии // Литология и пол. ископ. 1998. № 3. С. 323–332.
19. Филиппов М.М. Оценка качества шунгитового сырья в эксплуатационных блоках месторождения Нигозеро по данным гамма-каротажа взрывных скважин // Технологические свойства и характеристики минерального сырья Карелии. Петрозаводск, 1987. С. 39–42.
20. Филиппов М.М., Горлов В.И. Новые данные о строении Нигозерского месторождения шунгитосодержащих пород // Геология докембрия центральной и южной Карелии. Петрозаводск, 1986. С. 25–28.
21. Филиппов М.М., Горлов В.И., Савицкий А.И. Изучение шунгитосодержащих пород гамма-спектрометрическим методом // Минералогия и геохимия протерозойских образований Карелии. Петрозаводск, 1982. С. 133–135.

22. Филиппов М.М., Горлов В.И., Савицкий А.И. Некоторые геохимические критерии деления шунгитовых пород на формационные типы // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1981. С. 50–53.
 23. Филиппов М.М., Клабуков Б.Н. Новое о месторождении Шуньга // Геология, петрография и геохимия докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1997. С. 33–37.
 24. Филиппов М.М., Моторина Р.С. Установка для неразрушающего опробования керна шунгитосодержащих пород // Информ. листок Кар. ЦНТИ. Петрозаводск, 1984. С. 61–84.
 25. Филиппов М.М., Романкиш А.Е. Оценка однородности эксплуатационных блоков Зажогинского месторождения шунгитов ядерно-геофизическими методами // Геология и магматизм Карелии. Петрозаводск, 1993. С. 40–46.
 26. Филиппов М.М., Романкиш А.Е., Барапов А.Н. Неоднородности состава шунгитовых пород Максавской залежи – возможный признак ее диапировой природы // Геология и магматизм Карелии. Петрозаводск, 1995. С. 33–39.
 27. Горлов В.И., Филиппов М.М. О генезисе шунгитового углерода пород суйсарской свиты нижнего протерозоя Карелии // Методика и результаты геофизических исследований докембрийских пород восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1987. С. 105–122.
 28. Дербасова А.Л., Филиппов М.М. Некоторые экологические аспекты переработки шунгитовых пород Карелии // Геология и охрана недр Карелии. Петрозаводск, 1992. С. 11–20.
 29. Melezhik V. A., Fallick A. E., Filippov M. M., Larsen O. Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry // Earth-Science Reviews. 1999. V. 47. P. 1–40.
 30. Макаров А.Н., Пыпкин А.С., Филиппов М.М. Исследование возможностей гамма-гамма метода для выделения шунгитовых пород // Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1979. С. 176–182.
 31. Мейер В.А., Филиппов М.М. Об использовании дифференциальных фильтров в радиоизотопном рентгенофлуоресцентном каротаже // Вестник ЛГУ. Л., 1974. № 18. С. 133–136.
 32. Мейер В.А., Филиппов М.М. Сцинтилляционный зонд с дифференциальными фильтрами для радиоизотопного рентгенофлуоресцентного каротажа // Геофизическая аппаратура. Л.: «Недра», 1974. Вып. 56. С. 161–165.
 33. Козлов В.А., Филиппов М.М. Автоматическая регистрирующая установка для изучения распределения плотности в образце со сканированием // Информ. листок Кар. ЦНТИ. Петрозаводск, 1979. № 218.
 34. Филиппов М.М. К вопросу о радиоизотопном рентгенофлуоресцентном опробовании руд на элементы с близкими атомными номерами // Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1978. С. 117–128.
 35. Филиппов М.М. К методике радиоизотопного рентгенофлуоресцентного анализа с дифференциальными фильтрами // Уч. Зап. ЛГУ. Сер. физ. и геол. наук. Л., 1977. № 391. Вып. 26. С. 76–79.
- в описаниях к авторским свидетельствам:
36. Козлов В.А., Филиппов М.М. Способ контроля качества листовых материалов с низким атомным номером. Авт. свид. № 1403775. G01N9/24. Оpubл. 1990 г.
 37. Филиппов М.М., Калпин Ю.К., Горлов В.И. и др. Способ разведки месторождений полезных ископаемых. Авт. свид. № 915052, СССР, МКИ³ G01 9/00. Заявлено 05.08.80. Оpubл. 23.03.82.
 38. Филиппов М.М., Козлов В.А., Черепанов Ю.М. Способ непрерывного контроля качества листовых материалов. Авт. свид. № 1175266. G01N9/24. Оpubл. 22.04.85.
 39. Филиппов М.М., Мутьгуллин Р.Х. Способ оценки качества шунгитового сырья по керну месторождений шунгитосодержащих пород. Авт. свид. № 1549357. G01V5/00. Оpubл. 8.11.89.
 40. Филиппов М.М., Пыпкин А.С. Способ определения состава двухкомпонентных веществ. Авт. свид. № 869463. G01N23/22. Оpubл. 14.05.81.
 41. Филиппов М.М., Савицкий А.И., Соколов С.Я. Способ разведки месторождений полезных ископаемых. Авт. свид. № 1166043, СССР, МКИ G01V9/00. Оpubл. 07.07.85.
- в тезисах докладов:
42. Filippov M.M., Golubev A.I. Proterozoic shungite – bearing rocks of Karelia // Precambrian of Europe: Stratigraphy Structure, Evolution and Mineralization. 9-th Meeting of the Association of European Geological Societies. St.Petersburg, 4–15 sept., 1995. P. 27–28.
 43. Горлов В.И., Филиппов М.М. Сравнительное геохимическое исследование шунгитовых пород протерозоя Южной Карелии с первично-осадочным и перетолжненным

- шунгитовым веществом // 2-е Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М., 1986. С. 253-254.
44. Дербасова А.Л., Филиппов М.М. Геологический аспект переработки шунгитовых пород // Комплексное освоение минеральных ресурсов Севера и Северо-Запада СССР (Европейская часть). Петрозаводск, 1989.
 45. Дербасова А.Л., Филиппов М.М. Геохимия ртути, урана, тория в промышленном месторождении шунгитовых пород Карелии // Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск, 1991. Т. 2. С. 53-54.
 46. Клабуков Б.Н., Филиппов М.М. Исследование залежей шунгитовых пород геофизическими методами // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Петрозаводск, 1998. С. 53.
 47. Филиппов М.М. Генетические признаки и геодинамические основы формирования месторождений шунгитовых пород Карелии // Там же. С. 43.
 48. Филиппов М.М., Медведев П.В., Ромашкин А.Е. Метаколлоидная природа шунгитовых пород // Там же. С. 60-61.
 49. Фомин О.К., Филиппов М.М. О роли естественной радиоактивности в эволюции исходного органического вещества шунгитовых пород // Там же. С. 61.
 50. Филиппов М.М. Возможности методов ядерной геофизики при изучении шунгитоносных пород Карелии // Ядерная геофизика в геологии. Л., 1988. С. 15-16.
 51. Филиппов М.М. Генезис шунгитоносных пород Карелии // 90 лет Карельскому НЦ РАН. Петрозаводск, 1996. С. 147-149.
 52. Филиппов М.М., Ромашкин А.Е. Спектрометрические модификации гамма-гамма-метода: определение $C_{\text{св}}$ в шунгитовых породах Карелии // Закономерности эволюции земной коры. С.-П., 1996. Т. 1. С. 280.
 53. Филиппов М.М., Голубев А.И. Генезис месторождений шунгитовых пород Карелии // Новые идеи в науках о Земле. М., 1997. С. 126.
 54. Филиппов М.М., Голубев А.И. Генетические признаки месторождений шунгитовых пород // Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений. Петрозаводск, 1996. С. 75-76.
 55. Филиппов М.М.; Горлов В.И. Геохимическая характеристика шунгитовых пород Карелии и горючих сланцев. // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар, 1987. С. 24-25.

Сдано в производство 29.11.99. Формат 60x84/16.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 2,8. Усл. печ. л. 2,8.
Изд. № 45. Заказ № 133. Тираж 100 экз.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50